



Génération d'accélérogrammes synthétiques large-bande. Contribution à l'estimation de l'aléa sismique par validation d'approches en aveugle.

Laetitia Foundotos

► To cite this version:

Laetitia Foundotos. Génération d'accélérogrammes synthétiques large-bande. Contribution à l'estimation de l'aléa sismique par validation d'approches en aveugle.. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Nice Sophia Antipolis, 2013. Français. NNT : . tel-00918349

HAL Id: tel-00918349

<https://theses.hal.science/tel-00918349>

Submitted on 13 Dec 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS - UFR Sciences
École Doctorale de Sciences Fondamentales et Appliquées

THÈSE

pour obtenir le titre de

Docteur en Sciences

de l'UNIVERSITÉ de Nice-Sophia Antipolis

Spécialité : Sciences de l'Univers - Géophysique

présentée et soutenue par

Laëtitia FOUNDOTOS

Génération d'accélérogrammes synthétiques large-bande.

Contribution à l'estimation de l'aléa sismique par validation

d'approches en aveugle.

Thèse dirigée par **Françoise COURBOULEX**

préparée au laboratoire Géoazur à Sophia Antipolis

soutenue le 10 juillet 2013, devant le jury composé de :

Pascal BERNARD	Physicien, IPGP	Rapporteur
Philippe GUÉGUEN	Directeur de Recherche, ISTerre	Rapporteur
David BAUMONT	Chercheur, IRSN	Examineur
Marie CALVET	Physicienne Adjointe, OMP	Examineur
Anne DESCHAMPS	Directrice de Recherche, Géoazur	Examineur
Françoise COURBOULEX	Directrice de Recherche, Géoazur	Directeur de Thèse

Résumé

L'une des problématique scientifique majeure en sismologie est de pouvoir estimer les mouvements du sol attendus en un site pour un futur séisme. L'objectif de cette thèse est de tester et de valider deux méthodes de simulation des mouvements du sol basées sur l'approche des fonctions de Green empiriques (FGEs) et d'apporter des éléments pouvant aider au développement d'une méthodologie de simulation en aveugle. Dans une première partie, une méthode de simulation basée sur une approche stochastique en point-source est validée sur les données réelles de séismes récents bien instrumentés. Profitant de la disponibilité d'enregistrements de petits séismes de bonne qualité pouvant être utilisés comme FGEs, deux applications sont réalisées : une application au séisme des Saintes $M_w = 6.4$ et une application au séisme de L'Aquila $M_w = 6.3$. Nous avons développé une approche de simulation en aveugle en prenant en compte une incertitude sur le paramètre de rapport des chutes de contrainte C . Cette approche permet de générer un ensemble d'accélérogrammes synthétiques d'un séisme cible suffisamment variés pour être représentatifs d'un grand nombre de scénarios de sources possibles et prenant en compte dans un sens statistique de potentiels effets de directivité. De plus, la variabilité des mouvements du sol produite par notre approche de simulation en aveugle est cohérente avec la variabilité des prédictions des mouvements du sol purement empiriques. En se plaçant dans un vrai contexte de simulation en aveugle, cette approche a également été appliquée à la simulation d'un séisme historique pyrénéen $M_w = 6.1$. Dans une seconde partie, afin de se rapprocher des connaissances actuelles sur la complexité de la cinématique d'une source sismique, nous nous appuyons sur un modèle de source étendue plus complexe, combinant des modèles cinématiques de sources composites à distribution fractale avec l'approche des FGEs pour produire des accélérogrammes synthétiques large-bande. Le potentiel de la méthode est testé sur une application au séisme de L'Aquila en fixant les paramètres d'entrée donnant la meilleure opportunité de reproduire les enregistrements du séisme cible. Cela a permis de produire des résultats très satisfaisants sur l'ensemble des paramètres des mouvements du sol analysés. Cette méthode de simulation apparaît comme étant très prometteuse pour la mise en oeuvre d'une méthodologie de simulation en aveugle, même si la principale difficulté réside dans la nécessité de définir la variabilité de nombreux paramètres d'entrée mal connus dans le cadre de la simulation d'un futur séisme.

Mots clés : *aléa sismique ; simulation des mouvements du sol ; accélérogrammes large-bande ; fonctions de Green empiriques ; source sismique ; effets de directivité.*

Abstract

One of the major scientific problems in seismology is to estimate the ground motions expected at a given site from a future earthquake. The aim of this thesis is to test and validate two different methods of ground motions simulation based on the empirical Green's function (EGFs) approach and to provide elements that can help to develop a blind simulation methodology. In a first part, a simulation method based on a stochastic point source approach is validated on the real data of recent earthquakes well instrumented. Taking advantage of the availability of good quality records of small earthquakes that can be used as EGFs, two applications are made : one application to the Les Saintes earthquake $M_w = 6.4$ and one application to the L'Aquila earthquake $M_w = 6.3$. We have developed a blind simulation approach by taking into account an uncertainty on the parameter of stress drop ratio C . This approach allows to generate a set of synthetic accelerograms of a target earthquake varied enough to be representative of a large number of possible source scenario and taking into account in a statistical sense potential directivity effects. Moreover, the variability of ground motions produced by our blind simulation approach is consistent with the variability of ground motion predictions purely empirical. Putting themselves in a real context of blind simulation, this approach is also applied to the simulation of an historical Pyrenean earthquake $M_w = 6.1$. In a second part, to be closer to current knowledge on the complexity of the kinematics of a seismic source, we use a more complex extended source model, combining kinematic models of fractal composite sources with EGF approach to produce broadband synthetic accelerograms. The potential of the method is tested on an application to L'Aquila earthquake by setting the input parameters providing the best opportunity to reproduce the recordings of the target earthquake. This has produced very satisfying results on all ground motion parameters analyzed. This simulation method appears to be very promising for the implementation of a blind simulation methodology, even if the main difficulty lies in the need to define the variability of many poorly known input parameters in the simulation of a future earthquake.

Keywords : *seismic hazard ; ground motions simulation ; broadband accelerograms ; empirical Green's functions ; seismic source ; directivity effects.*

Remerciements

Après toutes ces années, vient enfin le moment de remercier toutes les personnes que j'ai eu la chance de rencontrer durant ma thèse. Je tiens tout d'abord à remercier ma directrice de thèse Françoise pour sa patience, son soutien et son amitié et pour m'avoir fait confiance il y a maintenant plus de cinq ans pour se lancer avec moi dans cette grande aventure de la thèse. Je garderai également un très bon souvenir de notre voyage à San Francisco à l'occasion de l'AGU 2009, malgré la tempête de neige et les trois jours de retard de notre avion...Je remercie également David Baumont d'avoir encadré une partie de mon travail de thèse et auprès de qui j'ai beaucoup appris sur la complexité de la source sismique ! Merci à l'équipe de l'IRSN pour leur accueil durant mes courtes visites. Je remercie également Annie Souriau avec qui j'ai eu la chance de travailler sur le projet sur les Pyrénées. Mais aussi un merci tout particulier à Emmanuel Chaljub d'avoir répondu à mon mail de demande de stage de M1 et qui m'a définitivement donné le goût de la recherche et un intérêt tout particulier pour les résonances globales ! J'ai également une pensée pour mes collègues de bureau successifs : Perrine, Caroline, Catherine, Julien, Emeline et Imane...J'en aurais vu du monde se succéder dans ce bureau 124 ! Il est maintenant temps que je libère la place à la nouvelle génération de thésards...

Un merci plus personnel à Laetitia et Stéphanie pour toutes ces années inoubliables à leurs côtés sur les bancs de la fac de Bordeaux et de Grenoble et surtout pour leur amitié et leur soutien inconditionnel dans les bons comme dans les mauvais moments de la vie. Je remercie également mes parents Gérard et Françoise, mon frère Guillaume et sa femme Angela pour avoir toujours été à mes côtés et soutenu dans mes études durant toutes ces années.

*Enfin et surtout je remercie mon mari Michel et notre merveilleux petit garçon Elias à qui je dédie ce travail et ces quelques mots de boulou : **Ma nye'e wô...***

*"Deus, dona mihi serenitatem accipere res quae non possum,
fortitudinem mutare res quae possum,
atque sapientiam differentiam cognoscere."*

Table des matières

Résumé	i
Abstract	iii
Remerciements	v
Introduction générale	1
 I Génération d’accélérogrammes synthétiques par une méthode semi-empirique stochastique en point-source	 7
1 Méthode de simulation des mouvements du sol par sommation stochastique de petits séismes	9
1.1 Introduction	9
1.2 Principe de la méthode de sommation de fonctions de Green empiriques	10
1.2.1 Critères de sélection d’un petit séisme	11
1.2.2 Approximation dans cette étude	11
1.2.3 Limitations et conditions d’application de la méthode	12
1.3 Schéma de sommation basé sur les lois d’échelle	13
1.3.1 Lois d’échelle	13
1.3.2 Définition d’un modèle de référence dans le domaine spectral	14
1.3.3 Contraintes sur le schéma de sommation	16
1.3.4 Sommation en deux étapes (Kohrs-Sansorny <i>et al.</i> , 2005)	18
1.4 Conclusion	18
 2 Application au séisme des Saintes $M_w = 6.4$ (Guadeloupe, 21 novembre 2004) : validation	 21
2.1 Introduction	21
2.2 Contexte sismotectonique et sismicité historique de la Guadeloupe	22

2.3	Crise sismique des Saintes	24
2.4	Réseau de stations accélérométriques de la Guadeloupe	26
2.5	Choix du petit séisme utilisé comme fonction de Green empirique	28
2.6	Détermination des paramètres d'entrée	31
2.7	Prise en compte d'une incertitude sur le paramètre de rapport des chutes de contrainte C	33
2.8	Résultats des simulations et comparaison avec les données réelles	42
2.9	Comparaison avec le modèle empirique de prédiction des mouvements du sol (GMPE) d'Ambraseys <i>et al.</i> (2005)	53
2.10	Conclusion	56
3	Application au séisme de L'Aquila $M_w = 6.3$ (Italie, 6 avril 2009) : validation	59
3.1	Introduction	59
3.2	Contexte sismotectonique et sismicité historique de la région des Abruzzes . .	60
3.3	Crise sismique de L'Aquila	61
3.4	Effet de directivité du processus de rupture du séisme de L'Aquila	62
3.5	Réseau de stations accélérométriques RAN	65
3.6	Choix du petit séisme utilisé comme fonction de Green empirique	67
3.7	Détermination des paramètres d'entrée	70
3.8	Résultats des simulations et comparaison avec les données réelles	73
3.9	Comparaison avec le modèle empirique de prédiction des mouvements du sol (GMPE) de Bindi <i>et al.</i> (2010)	84
3.10	Conclusion	86
4	Application au séisme historique de Bigorre $M_w = 6.1$ (Pyrénées, 21 juin 1660) : simulation en aveugle	87
4.1	Introduction	87
4.2	Article : Ground motion simulations of a major historical earthquake (1660) in the French Pyrenees using recent moderate size earthquakes	89
4.3	Discussion : des paramètres des mouvements du sol aux intensités macrosismiques	108
4.3.1	Application de GMICEs aux données d'un séisme récent : étude du séisme des Saintes (Guadeloupe, $M_w = 6.4$)	109
4.3.2	Complexité de la relation entre intensités macrosismiques et paramètres instrumentaux des mouvements du sol	115
4.3.3	Difficultés de l'application de GMICEs récents aux données d'intensi- tés macrosismiques d'un séisme historique	116
4.4	Conclusion	119

II Génération d'accélérogrammes synthétiques par une méthode semi-empirique en source étendue (source composite fractale) 121

5 Méthode de modélisation cinématique de sources composites à distribution fractale 123

5.1	Introduction	123
5.2	Description du modèle de sources composites à distribution fractale	124
5.2.1	Génération de la distribution fractale de la taille des sous-événements	126
5.2.2	Caractéristiques spectrales du glissement composite	129
5.3	Cinématique de la rupture du modèle de sources composites	131
5.3.1	Cinématique de la rupture et temps de montée dépendant de l'échelle	131
5.3.2	Caractéristiques spectrales du rayonnement haute-fréquence en champ lointain	132
5.3.3	Caractéristiques des fonctions de vitesse de glissement	133
5.4	Contrôle de la directivité en introduisant une zone de nucléation dépendante de l'échelle	134
5.5	Conclusion	138

6 Application au séisme de L'Aquila $M_w = 6.3$ (Italie, 6 avril 2009) : validation 139

6.1	Introduction	139
6.2	Calcul de la distribution de glissement sur le plan de faille	140
6.2.1	Résultats des inversions de la source du séisme de L'Aquila	140
6.2.2	Géométrie du plan de faille et paramètres d'entrée	142
6.2.3	Choix de la distribution de glissement utilisée pour la simulation	145
6.3	Génération d'accélérogrammes synthétiques à partir de fonctions de Green numériques	147
6.3.1	Calcul des fonctions de Green numériques	148
6.3.2	Résultats des simulations et comparaison avec les données réelles	149
6.4	Génération d'accélérogrammes synthétiques à partir de fonctions de Green empiriques	157
6.4.1	Choix du petit séisme utilisé comme fonction de Green empirique	157
6.4.2	Calcul des fonctions de Green empiriques déconvoluées	157
6.4.3	Résultats des simulations et comparaison avec les données réelles	159
6.5	Conclusion	168

7 Comparaison avec les résultats obtenus à partir de la méthode *Simulstoch* 171

7.1	Introduction	171
7.2	Comparaison entre termes de PGA , PGV et PGD	173
7.3	Comparaison entre termes d' I_a , SMD et CAV	176

7.4	Comparaison entre terme de S_a	176
7.5	Conclusion	179
Conclusion générale		181
Perspectives		183
Bibliographie		184
Annexe		205
A	Paramètres des mouvements du sol	205
A.1	Paramètres d'amplitude dans le domaine temporel	205
A.1.1	Accélération maximale du sol (PGA)	206
A.1.2	Vitesse maximale du sol (PGV)	206
A.1.3	Déplacement maximal du sol (PGD)	207
A.2	Paramètres dans le domaine fréquentiel	207
A.2.1	Spectre de Fourier en amplitude	207
A.2.2	Spectre de réponse élastique en accélération	208
A.3	Paramètres de durée	209
A.3.1	Durée de mouvement fort (SMD)	210
A.4	Paramètres d'énergie	210
A.4.1	Intensité d'Arias (I_a)	211
A.4.2	Cumulative absolute velocity (CAV)	211

Introduction générale

Les tremblements de terre sont des phénomènes naturels connus par l'Homme depuis des milliers d'années pour leur caractère destructeur, meurtrier et surtout presque totalement imprévisible. A défaut de pouvoir prédire où et quand aura lieu un tremblement de terre, un axe de recherche majeur en sismologie est de pouvoir estimer les mouvements du sol attendus pour ces futurs séismes. Pour réaliser ce type d'études, appelées analyses d'aléa sismique, il existe principalement deux types d'approches :

- La première approche est **déterministe**. Il s'agit de se fixer des scénarios de séismes en sélectionnant un ou plusieurs séismes de référence pour la zone d'étude et de déterminer les mouvements du sol que ces séismes pourraient générer aux sites d'intérêt. En pratique, elle permet de répondre à des questions du type : *"Quelles seraient les accélérations du sol attendues à Nice dans le cas d'un séisme de magnitude 6 sur la faille de Blausasc ?"*.
- La deuxième approche est **probabiliste**. Elle fournit la probabilité de dépassement de niveaux d'un paramètre de mouvement du sol en un site, pour tous les scénarios de séismes possibles, dans une période de temps donnée. Les incertitudes sur la taille du séisme, sa localisation et le temps d'occurrence sont donc explicitement considérées. Cette approche permet de réaliser des cartes d'aléa sismique en répondant à des questions du type : *"Quelle est l'accélération du sol ayant 10% de chance d'être dépassée à Nice dans les 50 prochaines années ?"*.

Ces deux approches ont des principes de base différents, mais elles ont en commun l'objectif d'apporter des éléments essentiels pour la prévention des risques liés aux séismes. En effet, connaître les mouvements du sol que peut engendrer un tremblement de terre en un site donné permet d'anticiper les dommages possibles et de s'en prémunir en renforçant les bâtiments existants ou en adoptant des techniques de construction parasismique. Afin de fournir des données pertinentes pour le dimensionnement de structures pouvant résister à un certain niveau de

mouvements du sol sans dommages excessifs, il est essentiel de disposer d'enregistrements des mouvements du sol générés par un séisme de magnitude importante. Dans les régions présentant une forte sismicité et disposant d'un réseau de stations sismologiques, les enregistrements exploitables sont nombreux et variés. Mais dans les régions présentant une sismicité faible à modérée ou bien dans les zones peu instrumentées, de telles données n'existent pas. Il est alors difficile d'évaluer les dégâts réellement encourus si un séisme de magnitude élevée a lieu. La nécessité d'obtenir des estimations pour ces régions est d'autant plus importante que la possibilité qu'une zone à sismicité faible ou modérée soit soumise à un fort séisme n'est pas à exclure, surtout quand elle a déjà subi des séismes destructeurs dans le passé.

De plus, l'analyse des données sismologiques de ces 40 dernières années a mis en évidence que pour une magnitude, une distance et un type de site donné, les mouvements du sol observés sont fortement variables d'un enregistrement à un autre. Cette variabilité prend ses origines dans la complexité des processus physiques mis en jeu dans la génération des mouvements du sol. En effet, les mouvements du sol ressentis à la surface de la Terre sont le résultat de deux phénomènes complexes : le processus de rupture sismique le long d'un plan de faille et la propagation des ondes sismiques émises par cette source dans le milieu géologique (Figure 1).

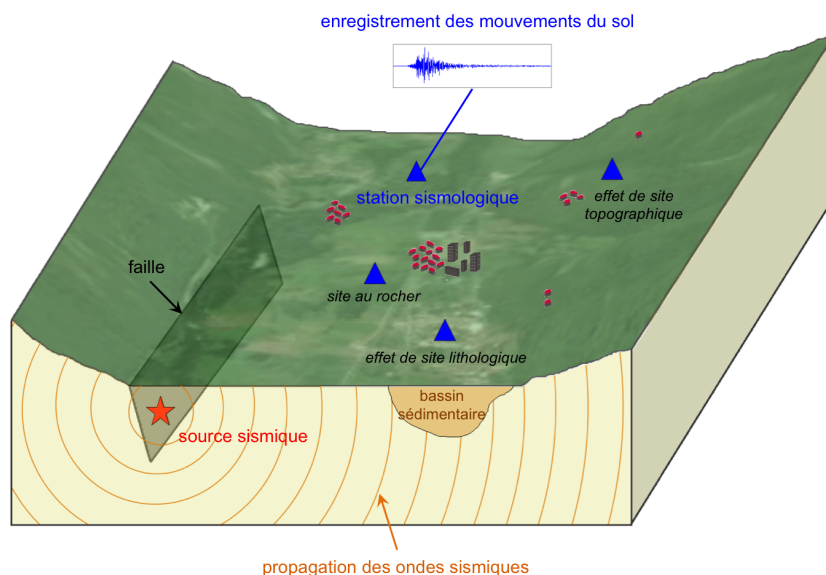


Figure 1. Représentation schématique des phénomènes à l'origine de la complexité des mouvements du sol enregistrés à une station sismologique. A partir de la source sismique, les ondes émises se propagent dans le milieu géologique jusqu'à la surface de la Terre. L'interaction des ondes sismiques avec la géologie (effet de site lithologique) ou la topographie (effet de site topographique) perturbe les mouvements du sol enregistrés en ces sites par rapport à ceux enregistrés en un site au rocher.

Le mouvement sismique peut être fortement perturbé localement par des configurations géologiques ou topographiques particulières, il s'agit de phénomènes appelés "effets de site". Les effets de site lithologiques sont liés à la présence de couches sédimentaires superficielles qui tendent à agir comme des filtres en modifiant l'amplitude, le contenu spectral et la durée des ondes sismiques incidentes. Certains sols peuvent même provoquer des phénomènes non linéaires, tels que la liquéfaction des sols. La présence d'un bassin sédimentaire enchâssé dans un milieu rocheux peut également être à l'origine d'effets de site complexes 3-D, en piégeant les ondes sismiques incidentes et en leur faisant subir des réflexions et des diffractions qui peuvent engendrer des phénomènes de résonances augmentant notablement l'amplitude et la durée du signal sismique. Enfin, les effets de site topographiques sont liés à la présence de forts reliefs, de creux ou de pentes abruptes provoquant des diffractions et des focalisations des ondes sismiques qui peuvent complexifier fortement le signal sismique.

Afin de répondre à la problématique scientifique majeure qui est celle de l'estimation des mouvements du sol attendus en un site pour un futur séisme, la plupart des études d'aléa sismique utilisent des modèles empiriques de prédiction des mouvements du sol, connus dans la littérature scientifique sous le nom de "*Empirical Ground Motion Prediction Equations*" (GMPEs). Ces modèles sont obtenus par des analyses de régression de bases de données d'enregistrements des mouvements du sol. Le nombre et la qualité des stations sismologiques ayant considérablement augmenté dans le monde ces dernières années, ces bases de données sont de plus en plus étoffées et couvrent des zones nouvelles. De nombreux GMPEs ont ainsi été proposés (*cf. Douglas, 2003*). Un GMPE permet de calculer la valeur moyenne d'un paramètre des mouvements du sol en fonction de la magnitude du séisme, de la distance source-site et de d'autres variables prenant par exemple en compte le type de faille mis en jeu ou encore les conditions de site. La dispersion autour de la moyenne est caractérisée par une distribution normale et une valeur d'écart-type σ (la distribution du paramètre des mouvements du sol sous-jacent étant elle-même caractérisée par une distribution log-normale). Cependant les GMPEs étant développés à partir d'enregistrements provenant de nombreux sites différents et incluant des sources sismiques multiples, afin de les utiliser pour estimer les mouvements du sol en des sites spécifiques, il est fait l'hypothèse que la variabilité prédite par la base de données est comparable à la variabilité des mouvements du sol en un site unique au cours du temps, c'est l'hypothèse d'ergodicité (*Anderson & Brune, 1999*). Cela pourrait être partiellement responsable de valeurs d'écart-types qui intégreraient une variabilité des mouvements du sol potentiellement plus grande qu'il ne peut être physiquement justifiée.

Dans les régions présentant une sismicité faible à modérée ou bien dans les zones peu instrumentées, nous ne disposons pas de suffisamment d'enregistrements pour développer de telles

relations empiriques. Des modèles développés pour d'autres régions du monde doivent être adoptés en faisant l'hypothèse qu'ils sont appropriés pour la zone d'étude. Pour ces régions, une autre piste intéressante est de travailler sur les mouvements faibles en les extrapolant aux mouvements forts. Cependant, comme mis en évidence par [Bommer *et al.* \(2007\)](#), l'utilisation de GMPEs au-delà des limites de la gamme de magnitudes pour laquelle ils sont dérivés peut mener à des sous-estimations ou des surestimations significatives des mouvements du sol. Les GMPEs présentent également d'autres limitations, ils ne sont ni pas capables de fournir des signaux en temps, ni de reproduire des effets de site spécifiques.

Une façon de pallier aux limitations des GMPEs, est de mettre en oeuvre des méthodes de simulation des mouvements du sol. Cependant, simuler la complexité des mouvements du sol produits par un séisme n'est pas un exercice simple et les méthodes purement numériques doivent être capable de modéliser à la fois le processus de rupture sismique et la propagation des ondes dans un milieu hétérogène. Pour cela, de très nombreuses méthodes ont été développées (*cf.* [Douglas & Aochi \(2008\)](#) pour un résumé des méthodes existantes avec leurs avantages et leurs limitations). Plusieurs modèles de source sismique ont été proposés, du modèle le plus simple en assimilant le séisme à un point-source, à des modèles plus complexes comme les modèles cinématiques (s'appuyant sur une description de l'histoire spatio-temporelle de la rupture) ou les modèles dynamiques (basés sur la résolution des équations de l'elasto-dynamique). Pour calculer les effets de propagation des ondes dans un milieu, des méthodes ont été développées en se basant sur des structures géologiques simplifiées en couches homogènes (méthode des nombres d'ondes discrets, tracés de rais...). Mais des méthodes de modélisation numérique plus complexes peuvent également être mises en oeuvre pour modéliser la propagation des ondes sismiques dans des milieux complexes 2-D et 3-D (méthodes des différences finies, éléments finis, éléments spectraux...). Ces méthodes sont prometteuses, mais elles sont souvent limitées à de basses fréquences ($< 2 - 5 Hz$), d'une part à cause de la capacité de calcul des ordinateurs et d'autre part à cause du manque de connaissance des propriétés du milieu géologique à petite échelle.

Pour s'affranchir du problème de la connaissance du milieu de propagation, il existe une méthode semi-empirique de simulation des mouvements du sol basée sur l'approche des fonctions de Green empiriques (FGEs). Initialement proposée par [Hartzell \(1978\)](#), l'idée est de simuler les mouvements du sol produits par un gros séisme en sommant les enregistrements de petits séismes assimilés à des fonctions de Green empiriques. Cette approche présente l'énorme avantage de prendre en compte naturellement les effets de propagation des ondes dans le milieu, les effets d'atténuation et les effets de site qui sont des informations contenues dans les enregistrements des petits séismes utilisés comme FGEs.

L'objectif de cette thèse est de tester et de valider deux méthodes semi-empiriques de simulation des mouvements du sol basées sur l'approche des fonctions de Green empiriques et d'apporter des éléments pouvant aider au développement d'une méthodologie de simulation en aveugle. Le manuscrit se compose de deux parties principales :

- La **première partie** de cette thèse est consacrée à l'utilisation de la méthode de simulation développée par [Kohrs-Sansorny et al. \(2005\)](#) (code *Simulstoch*), basée sur une approche stochastique dans laquelle la faille est représentée par un point-source (Chapitre 1). En utilisant comme FGEs les données instrumentales de petits séismes et à partir de la spécification de très peu de paramètres d'entrée, cette méthode de simulation permet de générer en des sites spécifiques un grand nombre d'accélérogrammes synthétiques large-bande différents correspondant à un séisme cible d'une magnitude donnée. A partir de cette méthode, l'idée est de développer une approche de simulation en aveugle et de la valider sur les données réelles de séismes récents bien instrumentés. Profitant de la disponibilité d'enregistrements de petits séismes de bonne qualité pouvant être utilisés comme FGEs, deux applications sont réalisées : une application au séisme des Saintes $M_w = 6.4$ (Guadeloupe, 21 novembre 2004) (Chapitre 2) et une application au séisme de L'Aquila $M_w = 6.3$ (Italie Centrale, 6 avril 2009) (Chapitre 3). L'application au séisme de L'Aquila a l'intérêt de nous permettre de tester la validité de notre approche dans le cas d'un séisme présentant un effet de directivité du processus de rupture. La capacité de notre approche à reproduire en moyenne différents paramètres des mouvements du sol est testée en comparant directement les résultats des simulations aux mouvements du sol réellement observés lors de ces séismes (*cf.* Annexe A pour une description des paramètres des mouvements du sol étudiés dans cette thèse). Les résultats sont également comparés aux estimations obtenues à partir de modèles empiriques de prédiction des mouvements du sol (GMPEs). Puis, en se plaçant dans un vrai contexte de simulation en aveugle, la méthodologie est appliquée à la simulation des mouvements du sol générés par un séisme de magnitude $M_w = 6.1$ équivalent à un séisme historique pyrénéen (séisme de Bigorre, 21 juin 1660) (Chapitre 4).
- Dans la **seconde partie** de cette thèse, afin de se rapprocher des connaissances actuelles sur la complexité de la cinématique d'une source sismique, nous nous appuyons sur un modèle de source étendue plus complexe que celui proposé dans l'approche purement stochastique. Nous proposons d'utiliser la méthode de simulation développée par [Ruiz et al. \(2011\)](#), qui combine des modèles cinématiques de sources composites à distribution fractale avec l'approche des FGEs pour produire des accélérogrammes synthétiques large-

bande (Chapitre 5). Le potentiel de la méthode est testé sur une application au séisme de L'Aquila (Chapitre 6). Cette méthode nécessite la spécification de nombreux paramètres d'entrée concernant la source du séisme cible. Afin de fixer les paramètres donnant la meilleure opportunité de reproduire les enregistrements du choc principal de L'Aquila, nous nous basons sur les résultats des études publiées sur l'inversion du processus de rupture de ce séisme. Enfin, dans un dernier chapitre, les deux méthodes peuvent être comparées autour d'une question centrale qui est celle de l'estimation du degré de raffinement d'une méthode de simulation nécessaire à mettre en oeuvre pour obtenir une prédiction utile (Chapitre 7).

Première partie

Génération d'accélérogrammes
synthétiques par une méthode
semi-empirique stochastique en
point-source

Chapitre 1

Méthode de simulation des mouvements du sol par sommation stochastique de petits séismes

1.1 Introduction

Dans ce chapitre nous allons présenter une méthode semi-empirique de simulation des mouvements du sol basée sur l'approche des fonctions de Green empiriques (FGEs), proposée pour la première fois par [Hartzell \(1978\)](#). L'idée est de choisir un petit séisme localisé près d'un événement d'intérêt et de sommer ses enregistrements assimilés à des FGEs pour simuler les mouvements du sol correspondants à un plus gros séisme ayant le même mécanisme au foyer. Cette approche repose sur l'hypothèse que les enregistrements d'un petit séisme peuvent être considérés comme une approximation raisonnable de la réponse impulsionnelle du milieu, le terme de source du petit séisme étant considéré comme ponctuel et de durée négligeable par rapport à celui d'un séisme de magnitude plus importante. Les ondes émises par un petit séisme subissent donc les mêmes effets de propagation entre la source et la station que celles émises par un plus gros séisme. Ce qui permet de s'affranchir du problème de la connaissance du milieu de propagation, puisqu'elle a l'énorme avantage de prendre en compte les effets de propagation des ondes dans le milieu, les effets d'atténuation et les effets de site, qui sont des informations contenues dans les enregistrements des petits séismes pris comme fonctions de Green empiriques.

Un grand nombre de méthodes de simulation basées sur la sommation de fonctions de Green empiriques ont été proposées. Certaines travaillent avec une source étendue et une description cinématique du processus de rupture (inspirées de [Irikura \(1986\)](#)). D'autres méthodes travaillent de manière stochastique sans entrer dans les détails du processus de rupture (inspirées de [Wennerberg \(1990\)](#)). (cf. [Douglas & Aochi \(2008\)](#) pour plus de références).

Dans la première partie de cette thèse, nous proposons d'utiliser la méthode stochastique en deux étapes développée par [Kohrs-Sansorny et al. \(2005\)](#) (code *Simulstoch*) dans laquelle la faille est représentée par un point-source. Cette méthode est basée sur les travaux de [Joyner & Boore \(1986\)](#), [Wennerberg \(1990\)](#) et [Ordaz et al. \(1995\)](#). Une description détaillée de cette méthode peut être trouvée dans la thèse de [Kohrs-Sansorny \(2005\)](#) et dans l'article de [Kohrs-Sansorny et al. \(2005\)](#) dont nous allons ici présenter une synthèse.

1.2 Principe de la méthode de sommation de fonctions de Green empiriques

Cette méthode repose sur l'hypothèse de similarité entre des séismes de tailles différentes, en considérant qu'un petit et un gros séisme sont des phénomènes similaires à un facteur d'échelle près ([Aki, 1967](#)) et qu'une source sismique peut être représentée par une multitude de petites sources. Ainsi, sous certaines conditions que nous développerons par la suite, le sismogramme d'un séisme cible $S(t)$ peut être reconstruit par la sommation d'une multitude de petits séismes $s_i(t)$, décalés dans le temps pour reconstituer le processus de rupture de durée T_c suivant la relation :

$$S(t) = \sum_{i=0}^{\eta-1} \kappa \cdot s_i(t - t_i) \quad (1.1)$$

où η est le nombre de petits séisme à sommer, κ est un facteur d'échelle qui permet de reconstituer le contenu énergétique du séisme cible et t_i sont les instants auxquels la contribution énergétique de chaque source ponctuelle est reçue à la station ($0 \leq t_i \leq T_c$), ils fixent les décalages temporels à introduire dans la sommation des petits séismes.

1.2.1 Critères de sélection d'un petit séisme

Pour que l'enregistrement d'un petit séisme puisse être assimilé à une fonction de Green empirique, il doit répondre à un certain nombre de critères :

- avoir la **même localisation** que le séisme cible. Dans l'idéal, on aimerait que la zone de rupture du petit séisme soit incluse dans celle du séisme cible. Dans le cadre d'une validation sur un séisme ayant déjà eu lieu, nous choisirons un petit séisme ayant une localisation suffisamment proche de celle du séisme cible. Dans le cadre de la simulation d'un futur séisme, nous construirons la faille autour de l'hypocentre du petit séisme ;
- avoir le **même mécanisme au foyer** que le séisme cible. Les mécanismes au foyer du petit et du gros séisme doivent en théorie être identiques. Si les mécanismes sont trop différents, les formes d'ondes générées ne pourront pas être comparables. Dans le cadre d'une validation, nous choisirons un petit séisme ayant un mécanisme au foyer suffisamment proche de celui du séisme cible. Dans le cadre de la simulation d'un futur séisme, nous fixerons le mécanisme au foyer du séisme cible identique à celui du petit séisme ;
- avoir un **bon rapport signal-sur-bruit**. Ce critère est en lien avec le choix de la magnitude du petit séisme qui doit constituer un bon compromis entre le fait de choisir un séisme suffisamment gros pour que ses enregistrements ne soient pas dominés à basses fréquences par la présence de bruit sismique et le fait de ne pas choisir un séisme trop gros afin qu'il puisse toujours être assimilé à un point-source.

1.2.2 Approximation dans cette étude

Comme dans la plupart des études de simulation des mouvements du sol par sommation de petits séismes, nous faisons l'approximation dans cette étude d'utiliser un seul petit séisme pour représenter l'effet de propagation entre chaque point de la source et la station. L'enregistrement d'un séisme cible $S(t)$ sera donc reconstruit en sommant η fois l'enregistrement $s(t)$ d'un seul et même petit séisme, décalé dans le temps pour reconstituer le processus de rupture (Figure 1.1) :

$$S(t) = \sum_{i=0}^{\eta-1} \kappa \cdot s(t - t_i) \quad (1.2)$$

Cette approximation se justifie par la difficulté de trouver plusieurs petits séismes répondant aux critères de sélection que nous venons de définir. En effet, dans les régions à sismicité modérée, il est difficile de disposer d'un nombre suffisant d'enregistrements de petits séismes pour pouvoir correctement échantillonner un plan de faille. De plus, calculer le mouvement sismique en sommant des petits séismes dont les localisations et les magnitudes sont différentes devient techniquement plus complexe (Tumarkin & Archuleta, 1994).

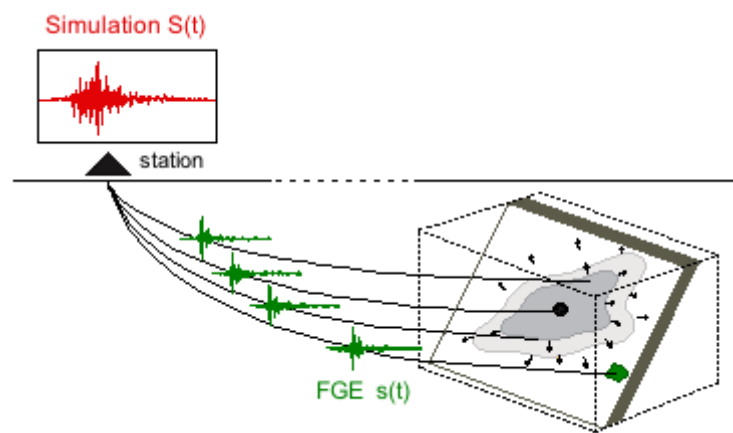


Figure 1.1. Simulation des mouvements du sol d'un séisme cible $S(t)$ (en rouge) par la sommation d'un seul petit séisme $s(t)$ (en vert) décalé dans le temps pour reconstituer le processus de rupture. Figure extraite de Kohrs-Sansornny (2005).

1.2.3 Limitations et conditions d'application de la méthode

La conséquence directe de l'approximation que nous venons de faire est que pour qu'un seul et même petit séisme puisse être considéré comme représentatif de l'effet de propagation entre chaque point de la source et la station, il est nécessaire de se placer suffisamment loin de la faille. C'est pourquoi nous nous placerons systématiquement dans une configuration où la plus courte distance entre la source et la station doit être supérieure à la longueur de la faille (Bernard, 1987). Cette approximation en source lointaine ne permet pas de reconstruire correctement les champs proches et intermédiaires.

La méthode des FGEs ne permet pas de prendre en compte de potentiels effets non-linéaires du sol. En effet, reconstituer les mouvements du sol d'un gros séisme en sommant les mouvements du sol de petits séismes implique que la réponse du milieu de propagation soit linéaire, c'est-

à-dire que les caractéristiques mécaniques du milieu soient indépendantes de l'amplitude des ondes le traversant.

De plus, la méthode des FGEs ne permet pas de reconstruire correctement les ondes de surface.

1.3 Schéma de sommation basé sur les lois d'échelle

Nous venons de présenter le principe et les limites de la méthode, voyons maintenant comment il est possible de reconstruire les mouvements du sol produits par un gros séisme en sommant les enregistrements de petits séismes et notamment comment apporter des contraintes sur le schéma de sommation qui permette de générer des sismogrammes en accord avec les lois d'échelle.

1.3.1 Lois d'échelle

Deux lois d'échelle, établies à partir de l'observation de données, relient des séismes de tailles différentes : la loi d'échelle des paramètres source et la loi d'échelle des spectres source (modèle en ω^{-2}).

1.3.1.1 Loi d'échelle des paramètres source

Dans cette loi d'échelle, les paramètres de la source sont proportionnels entre eux. Elle permet donc de relier le moment sismique M_0 d'un séisme avec la longueur L de la faille activée et la chute de contrainte $\Delta\Sigma$ (Kanamori & Rivera, 2004) :

$$M_0 \propto \Delta\Sigma.L^3 \tag{1.3}$$

1.3.1.2 Loi d'échelle des spectres source

La deuxième relation est la loi d'échelle des spectres source. Après l'observation du contenu fréquentiel de nombreux séismes de magnitudes différentes en représentation log-log, un modèle de spectre source théorique d'un séisme, souvent appelé modèle en ω^{-2} a été proposé (Aki, 1967 ; Brune, 1970) (cf. Annexe A.2.1). Le spectre en déplacement d'un séisme de moment sismique M_0 et de fréquence coin F_c est alors défini par l'équation suivante :

$$S(f) \propto \frac{M_0}{1 + \left(\frac{f}{F_c}\right)^2} \quad (1.4)$$

Comportement asymptotique :

$$S(f) \propto \begin{cases} M_0 & \text{si } f < F_c \\ M_0 \cdot \left(\frac{F_c}{f}\right)^2 & \text{si } f > F_c \end{cases} \quad (1.5)$$

Ce spectre est supporté par une asymptote à basses fréquences en ω^0 proportionnelle au moment sismique M_0 et par une asymptote suivant une décroissance en ω^{-2} à hautes fréquences. Ces deux asymptotes s'intersectent à la fréquence coin F_c (la fréquence coin étant inversement proportionnelle à la durée de la source : $F_c = 1/T_c$).

1.3.2 Définition d'un modèle de référence dans le domaine spectral

Dans le domaine temporel, l'accélérogramme $S(t)$ que l'on veut simuler est obtenu par le produit de convolution entre le signal $s(t)$ du petit séisme utilisé comme FGE et une fonction source numérique temporelle $R(t)$:

$$S(t) = R(t) * s(t) \quad (1.6)$$

où la fonction source numérique temporelle $R(t)$ permettant de décrire l'évolution temporelle de la rupture du gros séisme en introduisant des décalages temporels t_i entre chaque sous-événements s'écrit :

$$R(t) = \kappa \sum_{i=0}^{\eta-1} \delta(t - t_i) \quad (1.7)$$

Dans le domaine fréquentiel, le spectre de Fourier du séisme cible $S(f)$ s'écrit comme le produit des spectres de Fourier de la fonction source numérique temporelle $R(f)$ et du petit séisme $s(f)$:

$$S(f) = R(f) \cdot s(f) \quad (1.8)$$

Pour être en accord avec les lois d'échelle, il faut que les spectres en déplacement du petit et du gros séisme respectent tous les deux le modèle en ω^{-2} (Figure 1.2-a) et la fonction source numérique $R(t)$ doit avoir un contenu spectral égal au rapport des spectres du séisme cible et de la FGE (Figure 1.2-b) :

$$R(f) = \frac{S(f)}{s(f)} \quad (1.9)$$

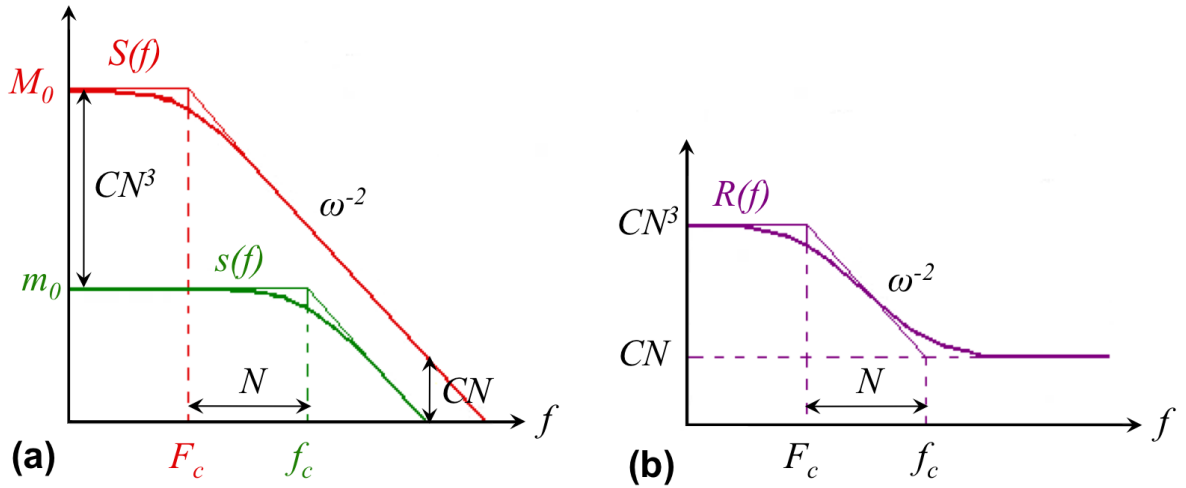


Figure 1.2. (a) Spectres en déplacement de la FGE (en vert) et du séisme cible (en rouge); (b) Spectre source de référence (en violet) égal au rapport des spectres du séisme cible et de la FGE.

A partir des relations précédentes il est alors possible de définir un modèle de référence pour la fonction source numérique dans le domaine spectral :

$$R(f) \propto \frac{M_0}{m_0} \cdot \frac{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2}{1 + \left(\frac{f}{F_c}\right)^2} \quad (1.10)$$

Comportement asymptotique :

$$R(f) = \begin{cases} \frac{M_0}{m_0} & \text{si } f < F_c \\ \frac{M_0}{m_0} \cdot \left(\frac{F_c}{f}\right)^2 & \text{si } F_c \leq f \leq f_c \\ \frac{M_0}{m_0} \cdot \left(\frac{F_c}{f_c}\right)^2 & \text{si } f > f_c \end{cases} \quad (1.11)$$

1.3.3 Contraintes sur le schéma de sommation

En considérant la loi d'échelle $M_0 \propto \Delta\Sigma.L^3$, en posant C le rapport des chutes de contraintes entre le gros ($\Delta\Sigma$) et le petit séisme ($\Delta\sigma$), N le rapport des fréquences coin et grâce à une relation de proportionnalité entre la fréquence coin F_c et la longueur de la faille L :

$$C = \frac{\Delta\Sigma}{\Delta\sigma}, \quad N = \frac{f_c}{F_c} \quad \text{et} \quad L \propto \frac{1}{F_c}$$

Nous obtenons :

$$\frac{M_0}{m_0} = C.N^3 \quad (1.12)$$

Le comportement asymptotique du modèle de référence peut alors s'écrire :

$$R(f) = \begin{cases} C.N^3 & \text{si } f < F_c \\ C.N^3 \cdot \left(\frac{F_c}{f}\right)^2 & \text{si } F_c \leq f \leq f_c \\ C.N & \text{si } f > f_c \end{cases} \quad (1.13)$$

Cependant pour arriver à bien reconstruire les mouvements du sol produits par un séisme cible à partir du signal d'un petit séisme et pour être en accord avec les lois d'échelles, l'utilisation de la méthode des FGEs nécessite d'établir un schéma de sommation approprié qui permette de contraindre notre fonction source numérique à suivre le modèle de référence dans les trois gamme de fréquences : dans les basses fréquences ($f < F_c$) avec une asymptote en $C.N^3$, dans

les fréquences intermédiaires ($F_c \leq f \leq f_c$) avec une pente en ω^{-2} et dans les hautes fréquences ($f > f_c$) avec une asymptote en $C.N$.

Joyner & Boore (1986), ont pu obtenir des contraintes fondamentales sur le procédé de sommation. Ces contraintes sont que seul un nombre de sommations η égal à N^4 et un facteur d'échelle κ égal à $1/N$ permettent de reconstruire une fonction source numérique qui ait un contenu spectral égal au modèle de référence pour les basses et les hautes fréquences.

Quelques années plus tard Ordaz *et al.* (1995) ont établi un procédé de sommation en une étape permettant de reconstruire une fonction source numérique exactement en accord avec le modèle de référence sur toute la gamme de fréquences. Cependant, pour des différences de magnitude entre le gros et le petit séisme supérieures ou égales à deux ($M_w - m_w \geq 2$), cette méthode crée des fonctions source numériques temporelles très similaires entre elles avec une concentration d'énergie autour de la moitié de la durée de rupture. Ces fonctions source sont également représentatives de processus de rupture beaucoup trop simples pour permettre de reproduire la complexité d'une source sismique (Figure 1.3-a).

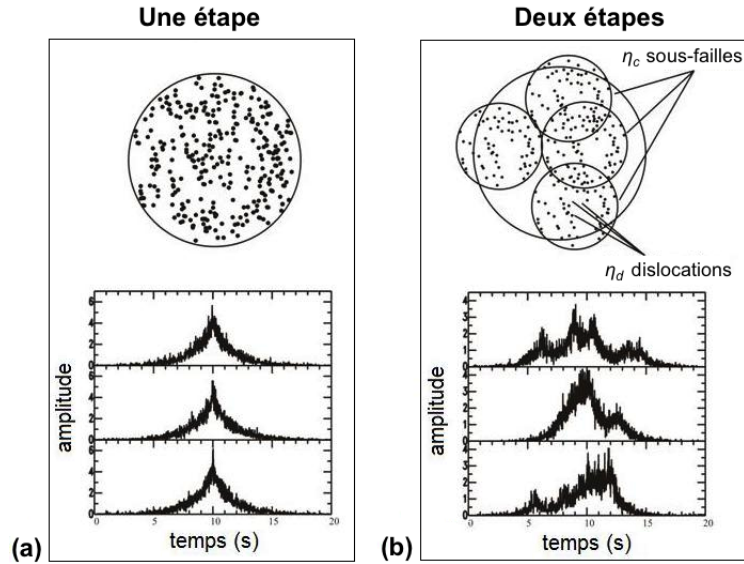


Figure 1.3. Fonctions sources numériques temporelles générées à partir d'un schéma de sommation (a) en une étape (Ordaz *et al.*, 1995) et (b) en deux étapes (Kohrs-Sansorny *et al.*, 2005).

1.3.4 Sommation en deux étapes (Kohrs-Sansorny *et al.*, 2005)

Dans l'approche en une étape, la source sismique est composée d'un nombre $\eta = N^4$ de sources ponctuelles générées aléatoirement sur toute la durée de la rupture T_c . Dans l'approche en deux étapes développée par Kohrs-Sansorny *et al.* (2005), l'évolution temporelle de la rupture est reconstituée en générant de manière aléatoire dans une première étape un nombre η_c de sous-événements suivant une densité de probabilité $\rho_c(t)$ sur toute la durée de la source T_c . Puis dans une seconde étape indépendante de la première, un nombre η_d de sous-événements sont encore générés aléatoirement avec une densité de probabilité $\rho_d(t)$ sur une durée $T_d \leq T_c$ centrée sur chaque sous-événements générés dans la première étape. Au total, il faut qu'un nombre $\eta = \eta_c \cdot \eta_d = N^4$ de sous-événements soient sommés ensemble.

Pour cette méthode en deux étapes, il y a trois manières différentes de sommer les événements entre eux : soit en fixant un nombre $\eta_c = N^1$ dans la première étape et en conséquence un nombre $\eta_d = N^3$ dans la seconde étape, soit en prenant $\eta_c = N^2$ dans la première étape puis $\eta_d = N^2$ dans la seconde, soit en prenant $\eta_c = N^3$ et $\eta_d = N^1$. Les fonctions sources temporelles ainsi générées sont suffisamment différentes les unes des autres pour être associées à une multitude de processus de rupture susceptibles de se produire durant un séisme (Figure 1.3-b).

1.4 Conclusion

Nous venons de présenter une approche semi-empirique de simulation des mouvements du sol basée sur la sommation de fonctions de Green empiriques. Parmi les nombreuses méthodes possibles nous utiliserons dans la première partie de cette thèse le code de simulation stochastique en deux étapes *Simulstoch* développé par Kohrs-Sansorny *et al.* (2005), dans lequel la faille est représentée par un point-source. En pratique, dans le domaine temporel un grand nombre de fonctions sources temporelles sont générées aléatoirement. Puis chaque fonctions sources temporelles représentatives d'un processus de rupture donné est convoluée avec l'enregistrement du petit séisme pris comme fonction de Green empirique pour produire un grand nombre d'accélérogrammes synthétiques différents du séisme cible (Figure 1.4). Cette méthode permet d'obtenir des accélérogrammes synthétiques large bande en accord avec le modèle en ω^{-2} , tout en prenant en compte les effets de propagation des ondes dans le milieu et les effets de site, sous la condition d'une réponse linéaire des sols.

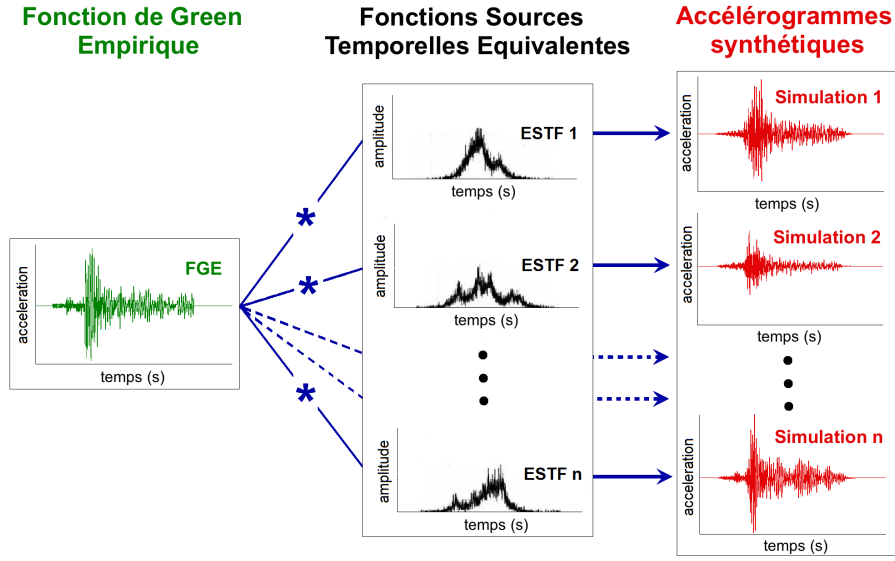


Figure 1.4. Dans le domaine temporel, un grand nombre de fonctions sources temporelles (en noir) sont générées de manière aléatoire. Puis chaque fonction source temporelle représentative d'un processus de rupture donné est convoluée avec l'enregistrement du petit séisme utilisé comme fonction de Green empirique (en vert) pour produire un grand nombre d'accélérogrammes synthétiques différents du séisme cible (en rouge).

La méthode de simulation *Simulstoch* a en plus l'avantage d'être simple et rapide à mettre en oeuvre et de nécessiter la spécification de seulement quatre paramètres d'entrée :

- le moment sismique M_0 du séisme cible ;
- le moment sismique m_0 et la fréquence coin f_c du petit séisme utilisé comme FGE ;
- et le rapport C entre la chute de contrainte statique du séisme cible $\Delta\Sigma$ et celle du petit séisme $\Delta\sigma$.

Dans les trois prochains chapitres, la méthode sera tout d'abord testée et validée sur les données réelles de deux séismes récents bien instrumentés, avec une application au séisme des Saintes $M_w = 6.4$ (Guadeloupe, 21 novembre 2004) et une application au séisme de L'Aquila $M_w = 6.3$ (Italie Centrale, 6 avril 2009). Puis, nous réaliserons en aveugle des simulations des mouvements du sol d'un séisme de magnitude $M_w = 6.1$, équivalent au séisme historique de Bigorre (Pyrénées, 21 juin 1660). La principale difficulté pour le développement d'une méthodologie de simulation en aveugle sera de définir une gamme de valeurs possibles pour le paramètre de rapport des chutes de contrainte C .

Chapitre 2

Application au séisme des Saintes

$M_w = 6.4$ (Guadeloupe, 21 novembre 2004) : validation

2.1 Introduction

Le 21 novembre 2004 (11h41m08s, UTC), un séisme de magnitude $M_w = 6.4$ a frappé l'archipel de la Guadeloupe dans les Antilles françaises. Il s'est produit en mer entre Basse-Terre et l'île de la Dominique, à une dizaine de kilomètres au Sud-Est des îles des Saintes avec une profondeur estimée à 14 km (CDSA, Bertil *et al.*, 2005a). Il s'agit du plus fort séisme intra-plaque enregistré dans l'arc des Petites Antilles depuis le séisme de Redonda du 16 mars 1985 ($M_w = 6.2$) entre les îles de Montserrat et Nevis (Girardin *et al.*, 1991). Le séisme des Saintes a fait une victime et a causé des dommages importants dans les îles des Saintes, atteignant une intensité macrosismique maximale $I_{max} = VIII$ sur l'échelle européenne EMS-98 (BCSF, 2005). Le choc principal a été suivi d'une crise sismique bien enregistrée par le réseau de stations accélérométriques de la Guadeloupe. Ces enregistrements constituent une base de données intéressante pour l'application de la méthode de simulation *Simulstoch* que nous venons de présenter. A partir de cette méthode, l'idée est de développer une approche de simulation en aveugle et d'utiliser les enregistrements d'une des répliques comme fonctions de Green empiriques pour réaliser des simulations des mouvements du sol d'un séisme cible $M_w = 6.4$. Nous proposons ensuite de tester la validité de cette approche en comparant directement les résultats des simulations aux données réelles du choc principal des Saintes ($M_w = 6.4$).

2.2 Contexte sismotectonique et sismicité historique de la Guadeloupe

L'archipel de la Guadeloupe fait partie de l'arc volcanique des Petites Antilles qui est situé sur la bordure orientale de la plaque Caraïbe. Cette frontière de plaque est une zone de subduction où la plaque Amérique du Nord plonge sous la plaque Caraïbe avec un taux de convergence d'environ 2 cm/an (Deng & Sykes, 1995 ; Dixon *et al.*, 1998 ; DeMets *et al.*, 2000) (Figure 2.1-a).

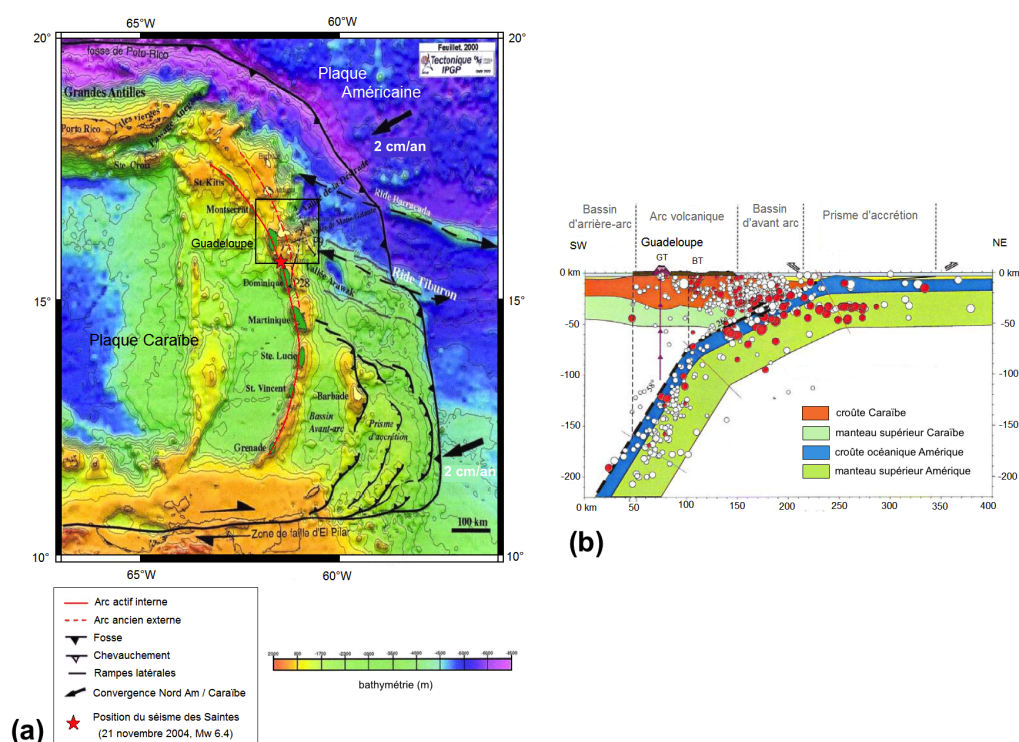


Figure 2.1. (a) Contexte géodynamique de l'arc des Petites Antilles (Figure extraite de Feuillet, 2000); (b) Coupe de la subduction au niveau de l'archipel de la Guadeloupe (d'après Martin *et al.*, 2002)

L'arc des Petites Antilles est le lieu d'une importante activité sismique, avec à la fois des séismes de subduction inter-plaques et des séismes superficiels intraplaque. Les séismes ayant lieu à l'interface entre les plaques sont directement liés à la subduction. La profondeur des événements augmente vers l'ouest en accord avec la géométrie de la plaque plongeante qui conserve de la sismicité jusqu'à environ 200 km de profondeur (Dorel, 1981). Sous l'archipel de la Guadeloupe, la plaque se situe à plus de 100 km de profondeur (Figure 2.1-b). Le séisme historique du

8 février 1843 est probablement un séisme de subduction, rompant la partie profonde de l'interface entre les plaques Amérique du Nord et Caraïbe entre Grande-Terre et Antigua (Figure 2.2). Sur la base des chroniques et grâce à la qualité des rapports du géologue [Sainte-Claire Deville \(1843, 1846\)](#), une intensité macrosismique maximale $I_{max} = IX$ a été atteinte pour Grande-Terre, le Nord-Est de Basse-Terre et l'île d'Antigua, tuant plus de 1500 personnes et détruisant partiellement la ville de Pointe-à-Pitre. Sa magnitude est estimée à 7.5-8.0 ([Bernard & Lambert, 1988](#)).

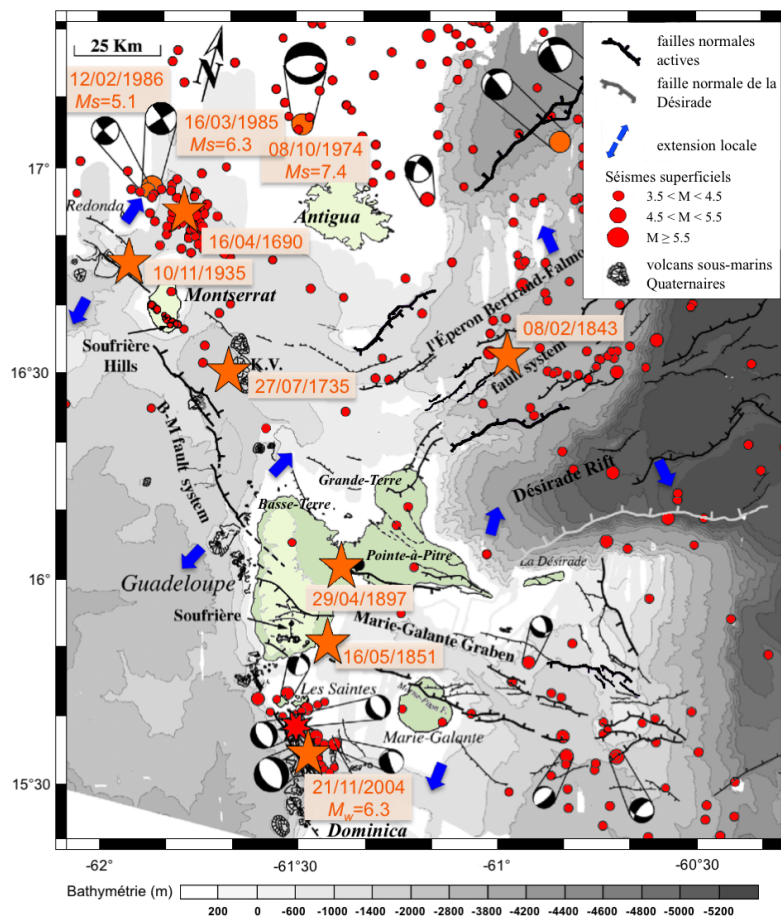


Figure 2.2. Carte sismotectonique de la partie nord de l'arc des Petites Antilles entre la Dominique et Antigua. (Figure extraite de [Feuillet et al. \(2001\)](#), fig. 1b). Les failles actives (traits gras noirs) sont de [Feuillet, 2000](#), [Feuillet et al., 2001, 2002, 2004, 2010](#). Les doubles flèches bleues indiquent la direction locale d'extension déduite de la géométrie des failles et des mécanismes au foyer. Les points rouges représentent la sismicité superficielle ($< 30\text{km}$) de 1981 à 2006 à partir des bulletins de l'OVSG-IPGP. Localisations, dates et mécanismes au foyer des principaux séismes $I \geq VII$ ($M \geq 6$) (étoiles et ronds oranges) à partir de [Robson \(1964\)](#), [Stein et al. \(1982\)](#), [McCann \(1985\)](#), [Feuillard \(1985\)](#), [Bernard & Lambert \(1988\)](#), [Dziewonski et al. \(2000\)](#) et [Feuillet et al. \(2011\)](#).

Les séismes superficiels intraplaque se produisent à l'intérieur de l'arc volcanique, au-dessus de l'interface de subduction à des profondeurs inférieures à 20-30 km (Figure 2.1-b). Ces séismes sont associés à des failles normales superficielles résultant d'une extension au sein de la plaque Caraïbe en réponse au processus de subduction. Il existe de nombreuses failles normales superficielles coupant l'archipel de la Guadeloupe. Ces failles actives s'étendent off-shore et forment principalement deux familles, avec des systèmes de grabens bordés par des failles normales antithétiques comme le graben de Marie-Galante et des systèmes de failles en échelons, comme le système de failles de Bouillante-Montserrat (Figure 2.2). Ces failles superficielles semblent être responsables de plusieurs séismes historiques reportés dans le catalogue de sismicité historique SisAntilles (<http://sisfrance.net/antilles>), la sismicité historique de cette région n'étant connue que sur une période relativement courte remontant à la deuxième moitié du XVII^{ème} siècle. Nous pouvons notamment citer le séisme du 16 mai 1851, dont l'épicentre est localisé en mer entre Marie-Galante et Basse-Terre (Figure 2.2). Ce séisme a produit une intensité macrosismique maximale $I_{max} = VII$ dans le sud de Basse-Terre et sa magnitude est estimée à 5.5 ± 0.5 (Bernard & Lambert, 1988). Quelques années plus tard, le séisme du 29 avril 1897 localisé par Bernard & Lambert (1988) juste à l'ouest de la ville de Pointe-à-Pitre (Figure 2.2), a causé la mort de quatre personnes et a produit des dommages importants en Guadeloupe ($I_{max} = VIII$). Sa magnitude est également estimée à 5.5 ± 0.5 . Ces séismes superficiels intra-plaque présentent des magnitudes modérées par rapport aux séismes de subduction, mais leur proximité des zones à enjeux fait qu'ils peuvent entraîner des dommages aussi importants.

2.3 Crise sismique des Saintes

Le choc principal des Saintes du 21 novembre 2004 (11h41m, $M_w = 6.4$) a été suivi de très nombreuses répliques dont la plus forte a eut lieu le 14 février 2005 (18h05m, $M_w = 5.9$). La séquence de répliques s'étend sur environ 22 km de long et 10 km de large dans une direction Nord-Ouest-Sud-Est (Figure 2.3).

L'étude de la distribution des répliques relocalisées (Bazin *et al.*, 2010) a permis d'identifier la faille responsable du choc principal des Saintes. Le séisme semble avoir été produit par la rupture de la faille de Roseau, une faille normale superficielle de direction Nord-Ouest-Sud-Est avec un pendage vers le Nord-Est (Beauducel *et al.*, 2005 ; LeFriant *et al.*, 2008 ; Bazin *et al.*, 2010 ; Feuillet *et al.*, 2011) appartenant au système de failles en graben des Saintes (Feuillet *et al.*, 2002 ; Duclos *et al.*, 2007 ; Figure 2.3-b). La faille de Roseau est la plus grande du graben et

s'étend sur 18 km de long entre l'île de la Dominique et l'archipel des Saintes. Elle a été cartographiée et identifiée comme active grâce à la campagne géophysique marine AGUADOMAR de 1998-1999 (Feuillet, 2000 ; Deplus *et al.*, 2001).

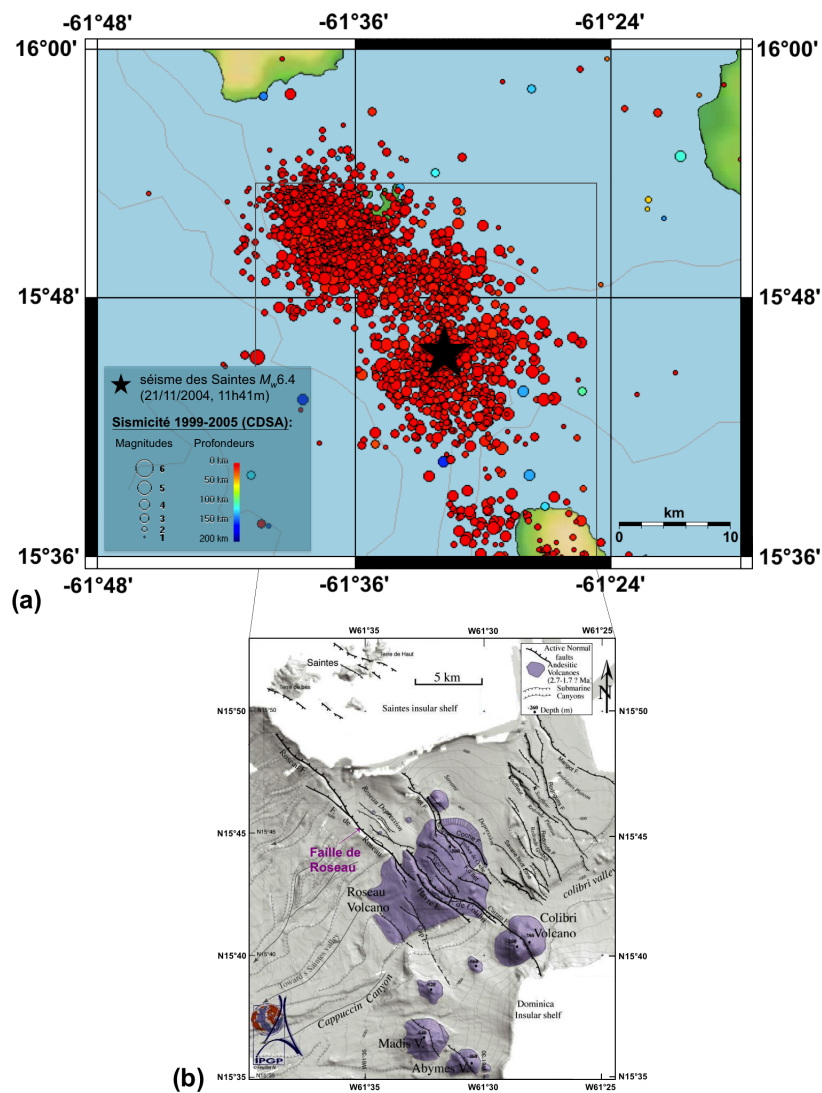


Figure 2.3. (a) Localisation du choc principal des Saintes du 21 novembre 2004 (étoiles noires) et distribution de la sismicité entre 1999 et 2005 à partir de la base de données du Centre de Données Sismologiques des Antilles (CDSA, <http://www.seismes-antilles.fr/>); (b) Système de failles des Saintes (fond de carte Feuillet, 2000).

2.4 Réseau de stations accélérométriques de la Guadeloupe

Le choc principal des Saintes, ainsi que la crise sismique qui a suivie ont été enregistrés par un grand nombre de stations du réseau accélérométrique de la Guadeloupe. Une partie de ce réseau est gérée par l'Observatoire Volcanologique et Sismologique de Guadeloupe (OVSG) (Institut de Physique du Globe de Paris, IPGP) et fait partie du Réseau Accélérométrique Permanent français (RAP, Péquegnat *et al.*, 2008), tandis que l'autre partie du réseau est gérée par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM).

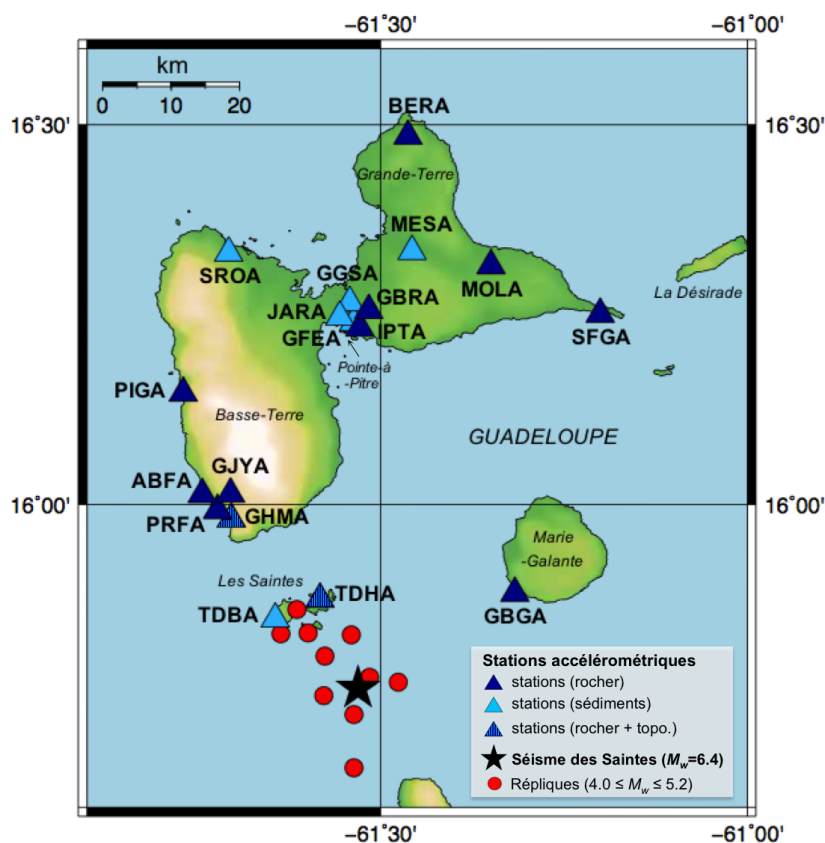


Figure 2.4. Distribution des stations accélérométriques (triangles) de l'archipel de la Guadeloupe ayant enregistré le choc principal des Saintes $M_w = 6.4$ (étoile noire) et/ou au moins une de ses principales répliques ($4.0 \leq M_w \leq 5.2$) (ronds rouges). Les couleurs des triangles indiquent le type de site sur lequel repose chaque station.

Code	Localité	Lat. (°)	Long. (°)	Alt. (m)	Site	d _{épi} (km)	#séisme
ABFA ⁺	Aérodrome, Baillif	16.0129	-61.7430	18	R	36	1, 2, 3, 5, 6, 7, 8, 9, 10
BERA ⁺	Hippodrome, Anse-Bertrand	16.4852	-61.4626	28	R	81.8	M , 1, 2, 3, 4
GBGA ⁺	Grand-Bourg, Marie-Galante	15.8830	-61.3170	9	R	27.9	M , 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10
GBRA [*]	Antéa, Abymes	16.2556	-61.5162	10	R	56.1	M , 1, 5, 7
GFEA [*]	Fengarol, Pointe-à-Pitre	16.2395	-61.5369	5	S	54.3	M , 1, 6, 7, 8, 9, 10
GGSA [*]	Aéroport Glide, Pointe-à-Pitre	16.2662	-61.5417	5	S	57.2	M , 5, 6, 7, 9
GHMA [*]	Houëlmont, Gourbeyre	15.9808	-61.7035	430	R + T	31.2	M , 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10
GJYA [*]	Belfond, Saint-Claude	16.0136	-61.7046	300	R	34.3	M , 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10
IPTA ⁺	Institut Pasteur, Les Abymes	16.2328	-61.5280	20	R	53.6	M , 1, 2, 3, 5, 6, 7, 8, 9, 10
JARA ⁺	Jarry, Baie-Mahault	16.2469	-61.5554	4	S	55	5, 6, 7, 8, 9, 10
MESA ⁺	Stade, Morne-à-l'Eau	16.3331	-61.4572	23	S	65.2	M , 1, 2, 3, 5, 7, 8, 9
MOLA ⁺	Radar Météo France, Le Moule	16.3147	-61.3491	25	R	65.8	M , 1, 3, 5, 6, 7, 8, 9
PIGA ⁺	Ecole de Pigeon, Bouillante	16.1466	-61.7690	98	R	50.5	M , 1, 2, 3, 5, 6, 7, 9, 10
PRFA ⁺	Préfecture, Basse-Terre	15.9920	-61.7223	66	R	33.3	M , 2, 3, 5, 6, 7, 8, 9, 10
SFGA ⁺	IPGP, Saint-François	16.2507	-61.2004	15	R	66.3	M , 1, 2, 3, 4, 5, 7
SROA ⁺	Lycée, Sainte-Rose	16.3315	-61.7072	29	S	67.0	M , 1, 5, 6, 7, 8, 10
TDBA ⁺	Petites Anses, Terre-de-Bas	15.8489	-61.6436	71	S	16	6, 7, 8, 9, 10
TDHA ⁺	Fort Napoléon, Terre-de-Haut	15.8749	-61.5823	114	R + T	14	6, 7

Tableau 2.1. Stations accélérométriques des réseaux RAP-IPGP (⁺) et BRGM (^{*}) de l'archipel de la Guadeloupe ayant enregistré le choc principal des Saintes (#M) et/ou au moins une de ses 10 principales répliques $4.0 \leq M_w \leq 5.2$ (#1,2,3,...). Les stations sont classées en trois catégories de site : R=rocher, S=sol sédimentaire, R+H=rocher avec effet de site topographique (CDSA, <http://www.seismes-antilles.fr/>). d_{épi} sont les valeurs de distance épacentrale des stations pour le choc principal des Saintes.

Le Tableau 2.1 et la Figure 2.4 présentent les stations accélérométriques ayant enregistré le choc principal des Saintes $M_w = 6.4$ et/ou au moins une de ses principales répliques ($4.0 \leq M_w \leq 5.2$). Les stations sont réparties dans tout l’archipel de la Guadeloupe avec quatre stations à Grande-Terre, six stations à Basse-Terre, cinq stations pour l’agglomération de Pointe-à-Pitre, une station à Marie-Galante et enfin deux stations dans les îles des Saintes. Ces deux dernières stations, situées à une quinzaine de kilomètres de la zone épicentrale ont été installées quelques jours après le choc principal.

La connaissance géologique des terrains ainsi que des études géotechniques ont permis de classer chaque station dans trois catégories de site : les stations au rocher (R), les stations sur sol sédimentaire (S) et les stations au rocher subissant un effet de site topographique ($R + H$). Des informations détaillées sur les stations sont disponibles sur le site internet du CDSA (<http://www.seismes-antilles.fr/>). Notons que les stations MOLA et PIGA peuvent être considérées comme des stations de référence au rocher (Drouet *et al.* 2011). La station IPTA est également considérée comme une bonne station de référence au rocher pour la ville de Pointe-à-Pitre (Lebrun *et al.* 2004). De plus, comme montré par des études de microzonage sismique, nous savons que la ville de Pointe-à-Pitre est sujette à de forts effets de site. Nous pouvons notamment citer la station GGSA, reposant sur un sol marécageux et sujette à de forts effets de site lithologiques. L’étude des rapports spectraux obtenus pour la station GGSA, en considérant IPTA comme station de référence au rocher, montre une forte amplification des mouvements du sol à basse fréquence, avec une fréquence de résonance principale observée entre 1.15 et 1.45 Hz (Roullé & Bernardie, 2010).

2.5 Choix du petit séisme utilisé comme fonction de Green empirique

Parmi la longue séquence de répliques qui a suivi le choc principal des Saintes du 21 novembre 2004 (11h41m, $M_w = 6.4$), de nombreux enregistrements ont été rendus disponibles par la base de données du Réseau Accélérométrique Permanent français (RAP, Péquegnat *et al.*, 2008 ; <http://www-rap.obs.ujf-grenoble.fr/>). Le Tableau 2.2 et la Figure 2.5 présentent 10 principales répliques ($4.0 \leq M_w \leq 5.2$) potentiellement utilisables comme fonctions de Green empiriques dans la méthode de simulation. Les coordonnées hypocentrales du choc principal et des répliques ont été évaluées avec une précision de l’ordre du kilomètre par le Centre de Données Sismologiques des Antilles (CDSA, Bengoubou-Valérius *et al.*, 2008 ; <http://www.seismes->

antilles.fr/), en utilisant des données locales accélérométriques et vélocimétriques (Bertil *et al.*, 2005a). Le mécanisme au foyer du choc principal est issue de la solution de Global CMT (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>). Les moments sismiques et les mécanismes au foyer des répliques sont extraits de Courboux *et al.* (2010).

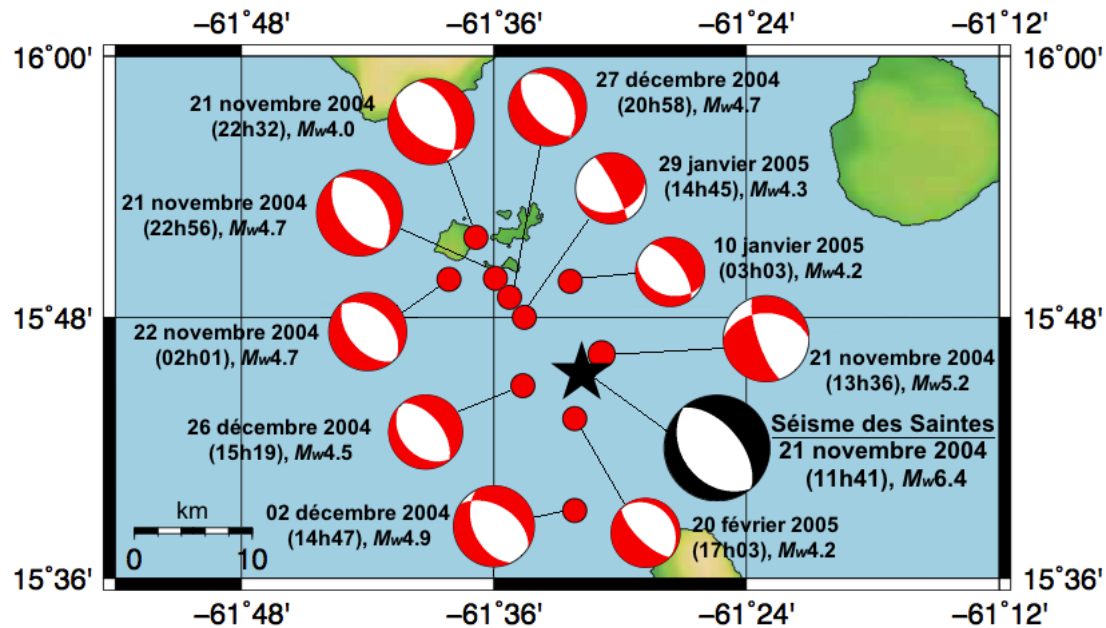


Figure 2.5. Localisation et mécanisme au foyer du choc principal des Saintes (en noir) et de ses 10 principales répliques ($4.0 \leq M_w \leq 5.2$) (en rouge).

Dans Courboux *et al.* (2010), il a été étudié la capacité de chacune de ces dix répliques à reproduire le choc principal des Saintes en les utilisant successivement comme FGEs dans la méthode de simulation *Simulstoch*. Leurs résultats montrent que la plupart de ces petits séismes utilisés comme FGEs permettent d'obtenir des simulations réalistes des mouvements du sol du choc principal. Dans notre cas, pour la simulation du choc principal des Saintes ($M_w = 6.4$), nous avons choisi d'utiliser comme FGE la réplique du 26 décembre 2004 (15h19m, $m_w = 4.5$) (surlignée en bleu dans le Tableau 2.2). Ce séisme satisfait toutes les conditions de sélection d'une FGE :

- la réplique du 26 décembre 2004 (15h19m, $m_w = 4.5$) et le choc principal ont à peu près la même localisation hypocentrale, avec une distance d'environ 4 km entre les deux épicentres et une différence de profondeur de 4 km ;
- les deux séismes présentent des mécanismes au foyer en faille normale similaires ;
- cette réplique a été enregistrée avec un bon rapport signal-sur-bruit par un nombre satisfaisant de stations accélérométriques (10 en commun avec le choc principal).

#séisme	Date*	Heure (UTC)*	Lat. (°)*	Long. (°)*	H (km)*	M_w^+	St. (°) ⁺	Dip (°) ⁺	Rk. (°) ⁺	Nb. stat.
M	21/11/2004	11h41m08s	15.7573	-61.5305	14.2	6.4	<i>320</i>	<i>55</i>	<i>-90</i>	14
1	21/11/2004	13 :36 :59	15.7720	-61.5148	12.4	5.2	161	75	-53	11
2	21/11/2004	22 :32 :08	15.8613	-61.6142	14.6	4.0	340	45	-65	10
3	21/11/2004	22 :56 :32	15.7653	-61.4758	9.9	4.7	145	50	-90	11
4	22/11/2004	02 :01 :19	15.8293	-61.6358	12.4	4.7	140	50	-85	5
5	02/12/2004	14 :47 :53	15.6522	-61.5363	13.7	4.9	155	47	-66	14
6	26/12/2004	15 :19 :15	15.7477	-61.5773	10.5	4.5	135	35	-95	14
7	27/12/2004	20 :58 :14	15.8302	-61.5988	11.4	4.7	138	54	-97	17
8	10/01/2005	03 :03 :36	15.8278	-61.5398	13.7	4.2	109	33	-120	12
9	29/01/2005	14 :45 :34	15.8000	-61.5760	14.4	4.3	76	33	-164	13
10	20/02/2005	17 :03 :53	15.7225	-61.5362	13.1	4.2	317	20	-88	11

Tableau 2.2. Localisation, magnitude et mécanisme au foyer du choc principal des Saintes (surligné en rose) et de ses 10 principales répliques ($4.0 \leq M_w \leq 5.2$). Les valeurs de coordonnées hypocentrales sont issues de Bertil et al. (2005a) (noté *), les valeurs de magnitudes de moment M_w et de mécanismes au foyer (Strike(°)/Dip(°)/Rake(°)) sont extraites de Courboulx et al. (2010) (noté +) et le mécanisme au foyer du choc principal est issu de GCMT (en italique). La dernière colonne indique le nombre de stations accélérométriques ayant enregistré le séisme. La réplique du 26 décembre 2004 (15h19m, $m_w = 4.5$) (surlignée en bleu) est choisie comme fonction de Green empirique pour la simulation du choc principal.

2.6 Détermination des paramètres d'entrée

Après avoir choisi le petit séisme que nous allons utiliser comme fonction de Green empirique, l'étape suivante consiste à déterminer les paramètres d'entrée nécessaires à l'utilisation du code *Simulstoch*. La méthode de simulation développée par [Kohrs-Sansorny et al. \(2005\)](#) nécessite la spécification de quatre paramètres d'entrée :

- le moment sismique M_0 du séisme cible ;
- le moment sismique m_0 et la fréquence coin f_c du petit séisme utilisé comme FGE ;
- et le rapport C entre la chute de contrainte statique du séisme cible $\Delta\Sigma$ et celle du petit séisme $\Delta\sigma$.

séisme cible	M_w	$M_0(N.m)$	$F_c(Hz)$
choc principal des Saintes, 21 novembre 2004 (11h41m)	6.4	3.98×10^{18}	0.125*
fonction de Green empirique	m_w	$m_0(N.m)$	$f_c(Hz)$
réplique, 26 décembre 2004 (15h19m)	4.5*	5.62×10^{15}	0.48**

Tableau 2.3. Paramètres d'entrée nécessaires à l'utilisation du code *Simulstoch* pour la simulation d'un séisme cible $M_w = 6.4$ à partir d'un séisme $m_w = 4.5$ utilisé comme fonction de Green empirique. Le moment sismique du séisme cible M_0 , le moment sismique m_0 et la fréquence coin f_c de la fonction de Green empirique sont des paramètres d'entrée fixes.

*extraits de [Couboulex et al. \(2010\)](#) ;

**déterminée à partir de l'analyse des spectres de Fourier en déplacement

La magnitude de moment du séisme cible est fixée à $M_w = 6.4$, ce qui correspond à un moment sismique $M_0 = 3.98 \times 10^{18}(N.m)$. La magnitude de moment $m_w = 4.5$ de la réplique du 26 décembre 2004 (15h19m) utilisée comme fonction de Green empirique est extraite de [Couboulex et al. \(2010\)](#) et correspond à un moment sismique $m_0 = 5.62 \times 10^{15}(N.m)$ (Tableau 2.3).

La fréquence coin f_c du petit séisme utilisé comme fonction de Green empirique est déterminée à partir de l'analyse des spectres de Fourier en déplacement, en faisant l'hypothèse d'un modèle de source en ω^{-2} . Des asymptotes en ω^0 et ω^{-2} sont calées respectivement sur les parties basses et hautes fréquences du spectre de Fourier en déplacement et la fréquence coin est donnée par leur intersection (Figure 2.6). Après l'analyse des données disponibles pour le séisme du 26 décembre 2004, la fréquence coin est moyennée à partir de toutes les valeurs déterminées pour chaque station. Nous obtenons $f_c = 0.48 \pm 0.04(Hz)$ (Figure 2.7, Tableau 2.3).

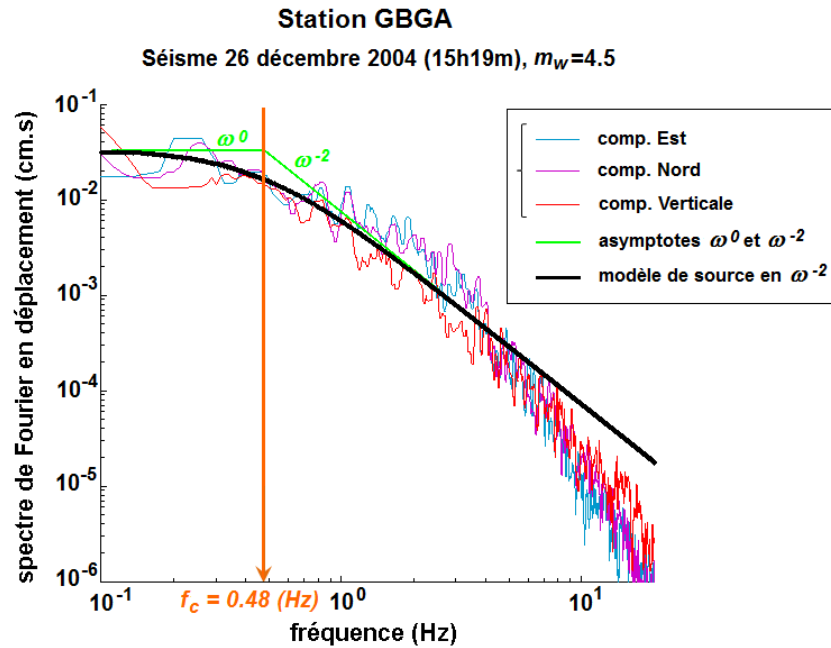


Figure 2.6. Détermination de la fréquence coin f_c du séisme du 26 décembre 2004 (15h19m, $m_w = 4.5$) à partir du spectre de Fourier en déplacement, exemple pour la station GBGA.

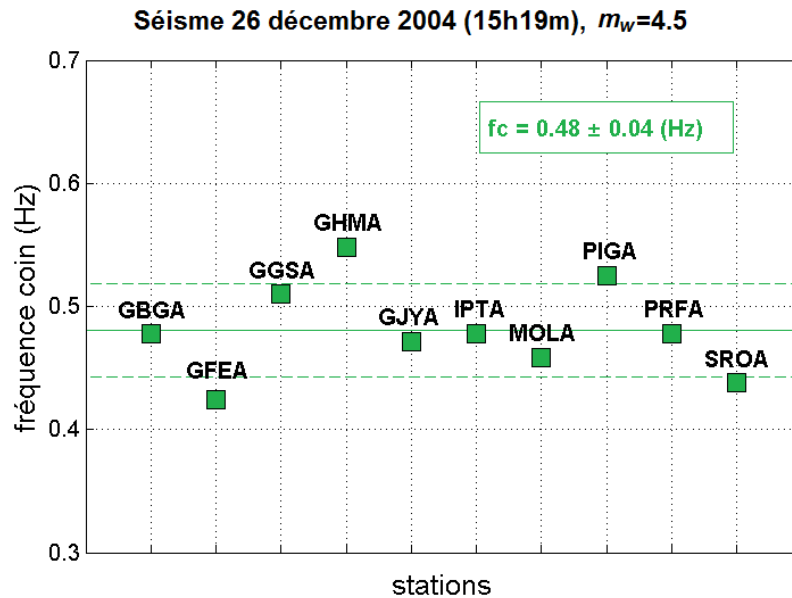


Figure 2.7. Valeurs de fréquences coins obtenues à chaque station à partir de l'analyse des spectres de Fourier en déplacement du séisme du 26 décembre 2004 (15h19m, $m_w = 4.5$). La valeur de fréquence coin moyenne est égale à 0.48 (Hz) (ligne verte continue) avec un écart-type de ± 0.04 (Hz) (lignes vertes discontinues).

2.7 Prise en compte d'une incertitude sur le paramètre de rapport des chutes de contrainte C

Le moment sismique du séisme cible M_0 , le moment sismique m_0 et la fréquence coin f_c du petit séisme utilisé comme fonction de Green empirique sont considérés comme des paramètres d'entrée fixes (Tableau 2.3). Le dernier paramètre d'entrée dont nous avons besoin est le rapport des chutes de contrainte C . Quand les enregistrements du séisme cible sont disponibles, la valeur de C peut être déterminée à partir de l'analyse des rapports spectraux entre le séisme cible et le petit séisme utilisé comme fonction de Green empirique (Hough & Kanamori, 2002). Dans l'étude de Courboux *et al.* (2010), les paramètres d'entrée donnant la meilleure opportunité de reproduire les enregistrements réels du choc principal des Saintes ont été déterminés de cette manière. En fixant une valeur de fréquence coin du choc principal des Saintes $F_c = 0.125(Hz)$, déduite de la durée de rupture $T_c = 8(s)$ déterminée par Delouis *et al.* (2007), l'analyse des rapports spectraux entre le choc principal des Saintes et la réplique du 26 décembre 2004 (15h19m) leur permet d'obtenir une estimation du paramètre de rapport des chutes de contrainte $C = 11$.

Cependant dans un vrai contexte de simulation en aveugle, pour lequel le choc principal n'a pas encore eu lieu, les enregistrements du séisme cible ne sont bien sûr pas disponibles et le paramètre C ne peut pas être déterminé à partir de l'analyse des données. Comme nous n'avons pas de contraintes a priori sur la chute de contrainte statique du séisme cible, C est alors considéré comme un paramètre inconnu. Plusieurs études ont montré que la chute de contrainte peut varier d'un événement à un autre et qu'elle a une grande influence sur la génération des mouvements forts puisqu'elle contrôle en partie l'amplitude des hautes fréquences générées par la source. Il est donc important de ne pas choisir seulement une valeur pour ce paramètre C , mais plutôt de lui permettre une certaine variabilité dans une gamme donnée. Certaines études montrent une augmentation de la chute de contrainte avec la magnitude (*e.g.* Edwards *et al.*, 2008 ; Drouet *et al.*, 2010). Nous pouvons notamment citer l'étude de Drouet *et al.* (2011), menée sur 485 séismes de magnitudes 2 à 6 de la crise sismique des Saintes, dans laquelle une augmentation de la chute de contrainte avec la magnitude est observée. Mais cette dépendance de la chute de contrainte avec la magnitude reste un sujet de débat (*e.g.* Ide *et al.*, 2003 ; Allmann & Shearer, 2009 ; Baltay *et al.*, 2011). Nous faisons donc l'hypothèse qu'il n'y a pas de dépendance particulière de la chute de contrainte statique avec le moment sismique. Alors, comment pouvons-nous déterminer des valeurs "raisonnables" du paramètre C dans le cas d'une simulation en aveugle ?

Afin d’obtenir une estimation de la gamme de valeurs de C possibles pour un séisme cible de magnitude $M_w = 6.4$, nous proposons de partir de l’expression qui relie le paramètre C à la fréquence coin F_c du séisme cible :

$$C = \left(\frac{M_0}{m_0} \right) \cdot \left(\frac{F_c}{f_c} \right)^3 \quad \text{où : } F_c = \frac{1}{T_c} \quad (2.1)$$

De plus, en faisant l’hypothèse d’un modèle de source linéaire avec une propagation unilatérale de la rupture, la durée de rupture T_c du séisme cible peut être exprimée en fonction de la longueur de la rupture L et d’une vitesse de rupture constante V_r :

$$T_c = \frac{L}{V_r} \quad (2.2)$$

Des estimations de longueurs de rupture L en fonction de la magnitude de moment M_w peuvent être obtenues à partir de relations empiriques proposées dans la littérature scientifique. La relation de [Wells & Coppersmith \(1994\)](#), développée à partir d’une base de données mondiale de plus de 250 séismes ($M_w > 4.5$), nous fournit des valeurs de longueur de rupture L comprises entre 14 km et 31 km pour un séisme en faille normale de magnitude $M_w = 6.4$. Les relations empiriques de [Mai & Beroza \(2000\)](#) et [Blaser et al. \(2010\)](#), plus récentes que celle de [Wells & Coppersmith \(1994\)](#) et développées à partir de bases de données plus grandes, fournissent des estimations équivalentes. En prenant une vitesse de rupture V_r entre $0.7 \times \beta (km/s)$ et $0.8 \times \beta (km/s)$ avec $\beta = 4 (km/s)$ ([Stein & Wysession, 2003](#)), soit une vitesse de rupture comprise entre 2.8 et 3.2 km/s, nous obtenons des valeurs de durées de rupture T_c entre 4 et 11 secondes. Ces valeurs sont notamment en accord avec celles observées pour cette magnitude dans l’article de [Houston \(2001\)](#), où les fonctions sources temporelles de 255 séismes ($M_w \geq 6.2$) sont étudiées. Au final, pour la simulation d’un séisme cible $M_w = 6.4$ à partir d’un séisme $m_w = 4.5$ ($f_c = 0.48 Hz$) utilisé comme FGE, nous pouvons déduire de l’équation 2.1 les valeurs du paramètre C correspondant à des durées de rupture $T_c = 4(s)$ et $T_c = 11(s)$. Nous obtenons respectivement $C = 88.52$ et $C = 4.78$. Notons tout de même que le choix de se placer dans le cas d’une rupture purement unilatérale avec une vitesse de rupture constante est une hypothèse forte qui a de grandes conséquences sur les valeurs de C que nous venons d’estimer mais que nous faisons ici par simplification.

Le Tableau 2.4 présente toutes les valeurs possibles du paramètre d’entrée C dans la gamme [4.78 88.52] que nous venons de définir. Notons que nous sommes contraint à des valeurs discrètes de C pour être en accord avec la condition de N^2 entier (*cf.* Chapitre 1). D’après [Baltay et al. \(2011\)](#) les valeurs de chutes de contrainte sont distribuées log-normalement. Cependant, quand nous représentons la fonction de densité de probabilité normale de toutes nos valeurs

C	N²	F_c(Hz)	T_c(s)
88.52	4	0.24	4.17
63.34	5	0.21	4.66
48.18	6	0.20	5.10
38.24	7	0.18	5.51
31.30	8	0.17	5.89
26.23	9	0.16	6.25
22.39	10	0.15	6.59
19.41	11	0.14	6.91
17.04	12	0.14	7.22
15.11	13	0.13	7.51
13.52	14	0.13	7.79
12.19	15	0.12	8.07
11.06	16	0.12	8.33
10.10	17	0.12	8.59
9.27	18	0.11	8.84
8.55	19	0.11	9.08
7.92	20	0.11	9.32
7.36	21	0.10	9.55
6.86	22	0.10	9.77
6.42	23	0.10	9.99
6.02	24	0.10	10.21
5.67	25	0.10	10.42
5.34	26	0.09	10.62
5.05	27	0.09	10.82
4.78	28	0.09	11.02

Tableau 2.4. Valeurs possibles du paramètre de rapport des chutes de contrainte C (en accord avec la condition de N^2 entier) pour la simulation d'un séisme cible $M_w = 6.4$ à partir d'un séisme $m_w = 4.5$ ($f_c = 0.48\text{Hz}$) utilisé comme FGE. F_c et T_c sont les valeurs correspondantes de fréquence coin et de durée de rupture du séisme cible. Seules 14 valeurs de C (surlignées en bleu) choisies entre les bornes $[4.78\ 88.52]$ sont utilisées pour la simulation. Les paramètres déterminés directement à partir de l'analyse des données réelles du choc principal des Saintes sont indiqués en rouge.

de $\log_{10}(C)$ nous pouvons observer que ces valeurs ne semblent pas suivre une distribution gaussienne (Figure 2.8-a). Cette observation est confirmée par le test de normalité "quantile-quantile". Il s'agit d'une méthode graphique qui permet de vérifier si des données suivent une loi normale ou non et qui compare ici les quantiles de la distribution des valeurs de $\log_{10}(C)$ en fonction des quantiles d'une distribution normale théorique de moyenne 0 et d'écart-type 1 (Figure 2.8-b).

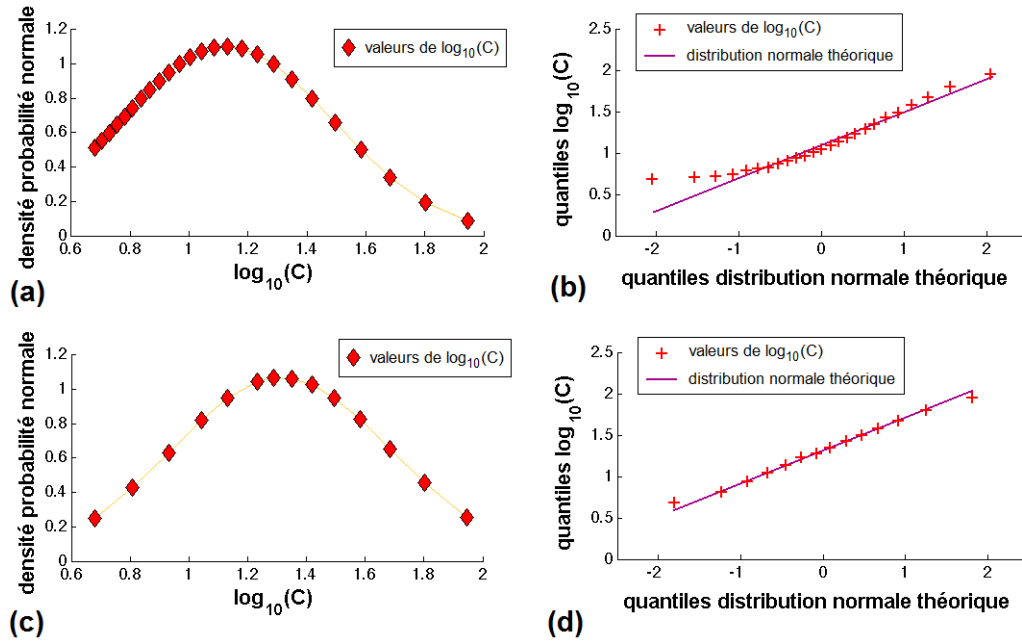


Figure 2.8. (a) Fonction de densité de probabilité normale des $\log_{10}(C)$ pour toutes les valeurs du paramètre C possibles entre les bornes $[4.78 \ 88.52]$ et (b) test de normalité "quantile-quantile" appliqué à la distribution des $\log_{10}(C)$; (c)(d) Même légende que (a) et (b) pour les 14 valeurs de C sélectionnées pour la simulation.

Dans un premier temps, nous choisissons d'utiliser toutes les valeurs de C possibles entre les bornes $[4.78 \ 88.52]$ pour la simulation du séisme cible $M_w = 6.4$. En générant 500 simulations différentes pour chacune des 25 valeurs de C prises successivement comme paramètre d'entrée, nous produisons au total un ensemble de 12 500 simulations pour chaque station et chaque composante. Si on extrait une valeur de PGA de chaque accélérogramme simulé, nous pouvons construire des histogrammes de la distribution des valeurs de PGA et des $\log_{10}(PGA)$ (Figures 2.9-a et 2.9-b). Sur la Figure 2.9-b, qui présente l'exemple de la station PRFA (composante Est-Ouest), nous pouvons voir clairement que les 12 500 valeurs de $\log_{10}(PGA)$ issues de nos simulations ne suivent pas la distribution normale attendue. Le test de normalité "quantile-quantile" peut être appliqué aux résidus normalisés de nos simulations, qui sont sensés suivre une distribution normale de moyenne 0 et d'écart-type 1 (Figure 2.9-c). Dans notre cas, les résidus normalisés ϵ correspondent à la différence entre les valeurs des $\log_{10}(PGA)$ et la valeur moyenne $\overline{\log_{10}(PGA)}$, normalisée par l'écart-type σ :

$$\epsilon = \frac{\log_{10}(PGA) - \overline{\log_{10}(PGA)}}{\sigma} \quad (2.3)$$

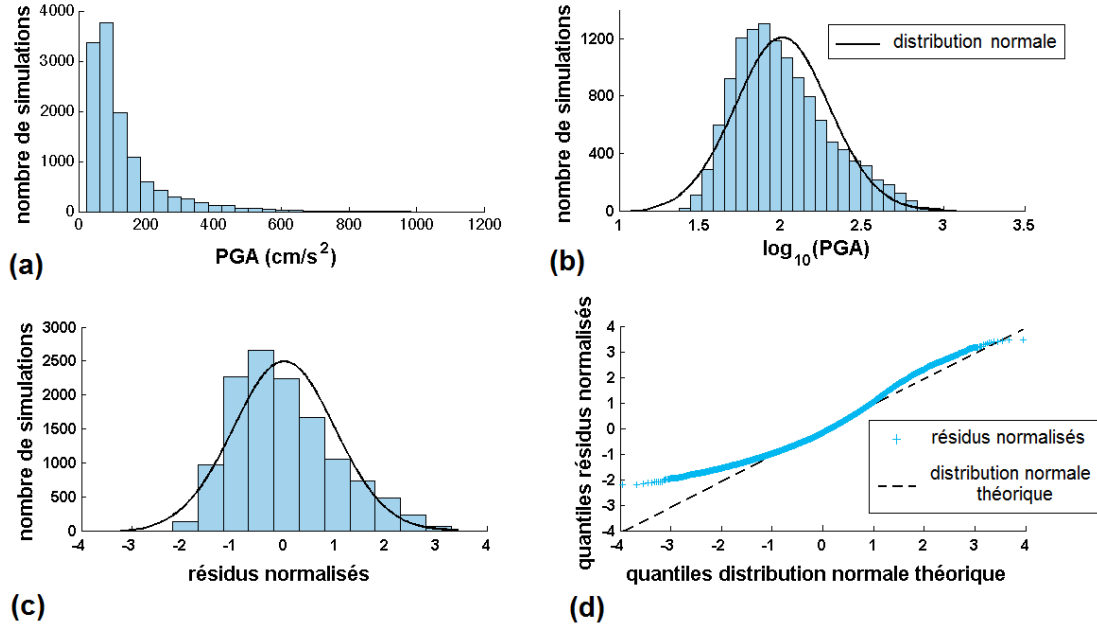


Figure 2.9. (a) Histogramme de la distribution des valeurs de PGA obtenues à partir de 12 500 simulations du séisme cible $M_w = 6.4$, en utilisant toutes les valeurs du paramètre C possibles entre les bornes $[4.78 \ 88.52]$; (b) Histogramme de la distribution des valeurs de $\log_{10}(PGA)$; (c) Histogramme des résidus normalisés et distribution normale théorique de moyenne 0 et écart-type 1; (d) Test de normalité "quantile-quantile" appliqué à la distribution des résidus normalisés. Données utilisées : station PRFA, composante Est-Ouest.

Sur la Figure 2.9-d, la droite en pointillés noirs représente les valeurs attendues pour la distribution normale théorique de moyenne 0 et d'écart-type 1 et les croix bleues représentent les valeurs associées aux résidus normalisés. Nous constatons effectivement que la distribution des résidus normalisés dévie très rapidement (à partir de $\pm 1\sigma$) de la distribution normale théorique.

Cependant, afin d'être en accord avec ce qui est observé dans les bases de données réelles, l'obtention d'une distribution normale des logarithmes des paramètres de mouvement du sol issus de nos simulations est un pré-requis nécessaire. Il apparaît donc que nous ne pouvons pas utiliser directement toutes les valeurs de C possibles entre les bornes $[4.78 \ 88.52]$. Seules 14 valeurs du paramètre C (surlignées en bleu dans le Tableau 2.4) sont finalement sélectionnées pour la simulation du séisme cible $M_w = 6.4$. Ces valeurs sont choisies de telle manière que la distribution des $\log_{10}(C)$ suive une distribution normale (Figures 2.8-c et 2.8-d). En effet, la seule façon d'obtenir une distribution log-normale des PGA est d'assigner une distribution log-normale à C (cf. Causse, 2009 ; Causse et al., 2008). En utilisant successivement comme paramètre d'entrée les 14 valeurs de C sélectionnées entre les bornes $[4.78 \ 88.52]$, nous générons un ensemble de 7000 simulations différentes pour chaque station et chaque composante. A partir de la Figure 2.10-a, nous pouvons observer que la distribution des 7000 valeurs de PGA

obtenues pour la station PRFA (composante Est-Ouest) suit une distribution log-normale. En retour, la distribution des valeurs de $\log_{10}(PGA)$ suit une distribution normale (Figure 2.10-b).

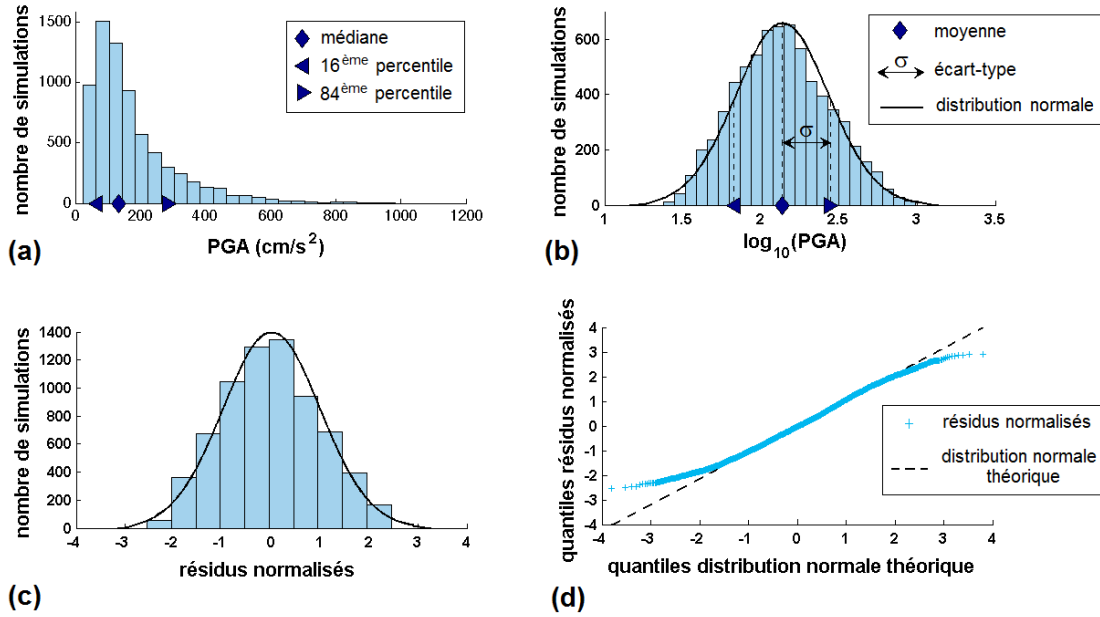


Figure 2.10. (a) Histogramme de la distribution des valeurs de PGA obtenues à partir de 7000 simulations du séisme cible $M_w = 6.4$, en utilisant les 14 valeurs du paramètre C sélectionnées entre les bornes $[4.78 \ 88.52]$; (b) Histogramme de la distribution des valeurs de $\log_{10}(PGA)$; (c) Histogramme des résidus normalisés et distribution normale théorique de moyenne 0 et écart-type 1; (d) Test de normalité "quantile-quantile" appliqué à la distribution des résidus normalisés. Données utilisées : station PRFA, composante Est-Ouest.

Le test de normalité "quantile-quantile" appliqué à la distribution des résidus normalisés confirme bien que la distribution des $\log_{10}(PGA)$ extraits de nos simulations suit une loi normale (Figure 2.10-d). En effet, la distribution des résidus normalisés est en accord avec la distribution normale théorique jusqu'à un niveau de $\pm 2\sigma$. Le même résultat est obtenu pour les neuf autres stations (Figure 2.11). En comparaison, quand ce test est effectué sur les bases de données utilisées pour dériver les GMPEs, un résultat similaire est observé : la gamme de valeurs entre laquelle il y a en général un bon accord avec la distribution normale varie entre $\pm 2\sigma$ et $\pm 3.5\sigma$ (Strasser *et al.*, 2008).

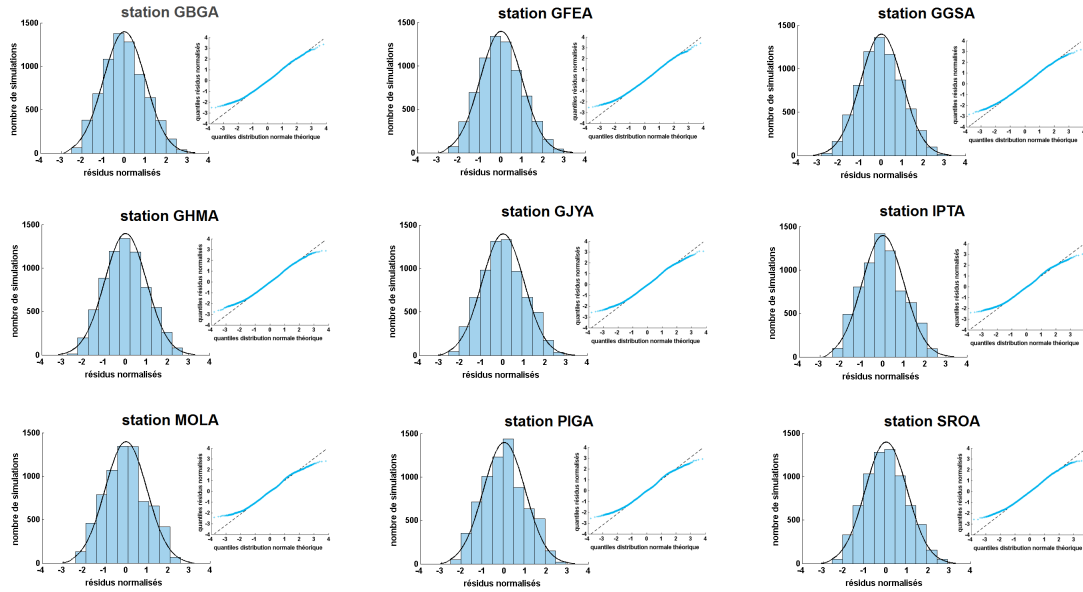


Figure 2.11. Histogrammes des résidus normalisés calculés à partir des valeurs de PGA des 7000 simulations du séisme cible $M_w = 6.4$ pour toutes les stations (composante Est-Ouest). 14 valeurs du paramètre d'entrée C , sélectionnées entre les bornes $[4.78 \ 88.52]$, sont utilisées pour la simulation. Les tests de normalité "quantile-quantile" appliqués aux distributions des résidus normalisés sont également montrés.

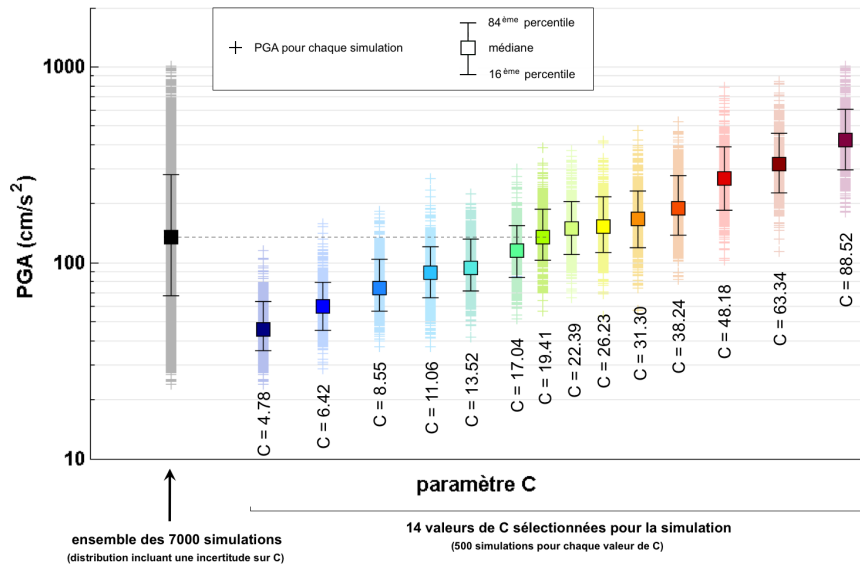


Figure 2.12. Valeurs de PGA obtenues pour chacune des 14 valeurs du paramètre C sélectionnées entre les bornes $[4.78 \ 88.52]$ pour la simulation du séisme cible $M_w = 6.4$ (500 simulations pour chaque valeur de C). En gris est représenté l'ensemble de ces 7000 simulations quand on prend en compte une incertitude sur le paramètre C . Données utilisées : station PRFA, composante Est-Ouest.

La Figure 2.12 montre l'influence du paramètre C sur l'amplitude des mouvements du sol. Plus la valeur de C est grande, plus les valeurs médianes de PGA obtenues à partir des 500 simulations générées pour chaque valeur de C sont élevées. De plus, nous pouvons observer que la valeur médiane des PGA de l'ensemble des 7000 simulations incluant une incertitude sur le paramètre C (en gris) est égale à la valeur médiane des 500 valeurs de PGA obtenues pour la valeur centrale de C choisie entre les bornes [4.78 88.52] (*i.e.* $C = 19.41$).

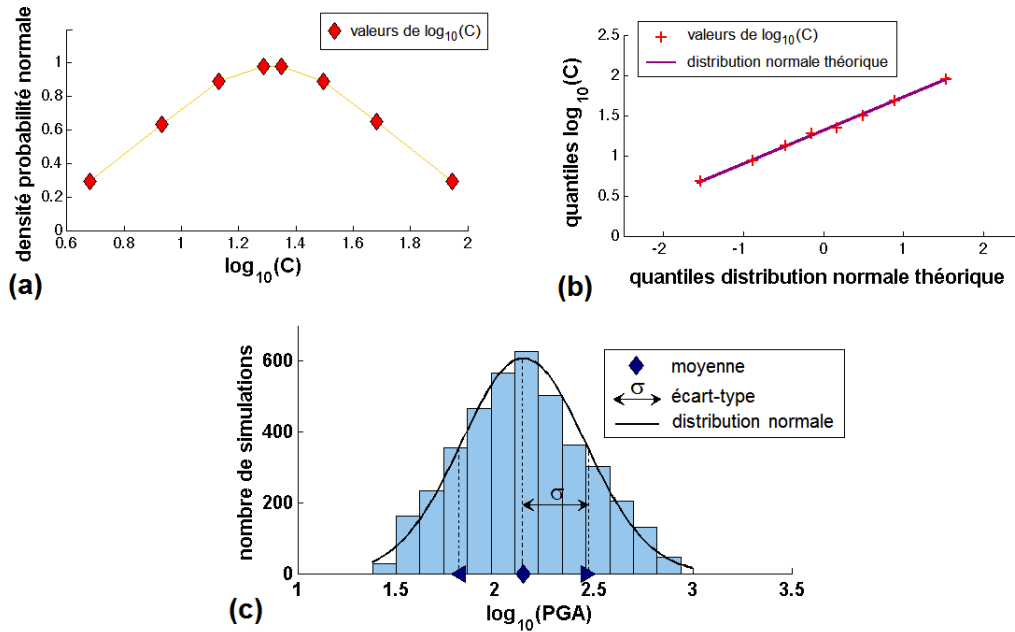


Figure 2.13. (a) Fonction de densité de probabilité normale des $\log_{10}(C)$ pour 8 valeurs de C sélectionnées entre les bornes [4.78 88.52]; (b) Test de normalité "quantile-quantile" appliqué à la distribution des $\log_{10}(C)$; (c) Histogramme de la distribution des valeurs de $\log_{10}(PGA)$ obtenues à partir de 4000 simulations du séisme cible $M_w = 6.4$, en utilisant ces 8 valeurs du paramètre C . Données utilisées : station PRFA, composante Est-Ouest.

Nous pouvons également nous poser la question de l'influence du nombre de paramètres C choisis entre les bornes [4.78 88.52]. A partir de la Figure 2.13, nous pouvons voir que si on utilise seulement 8 valeurs de C au lieu de 14 valeurs entre les bornes [4.78 88.52] (tout en gardant la même valeur centrale $C = 19.41$), nous assurons toujours une bonne reproduction d'une distribution normale des $\log_{10}(PGA)$ et nous obtenons exactement la même valeur médiane de PGA . Cependant, bien que le nombre de paramètres C utilisé n'ait pas d'influence sur l'estimation de la valeur moyenne des mouvements du sol, il a un impact sur la valeur d'écart-type de la distribution. En effet, l'écart-type de la distribution des valeurs $\log_{10}(PGA)$ calculé à partir de 7000 simulations du séisme cible (en utilisant 14 valeurs de C) est égal à 0.29 (unités \log_{10}), tandis que l'écart-type calculé à partir de 4000 simulations (en utilisant 8 valeurs de C)

est égal à 0.32 (unités \log_{10}), soit une augmentation de 10%. Donc, une fois les bornes du paramètre C fixées, le choix de la valeur centrale et du nombre de paramètres à utiliser entre ces bornes va fortement conditionner le niveau médian et la variabilité des mouvements du sol que nous allons simuler. Le choix d'utiliser 14 valeurs du paramètre C entre les bornes que nous nous sommes fixées constitue donc un bon compromis permettant d'obtenir une variabilité réaliste des mouvements du sol issus de nos simulations, tout en préservant un temps de calcul et de traitement des résultats raisonnable.

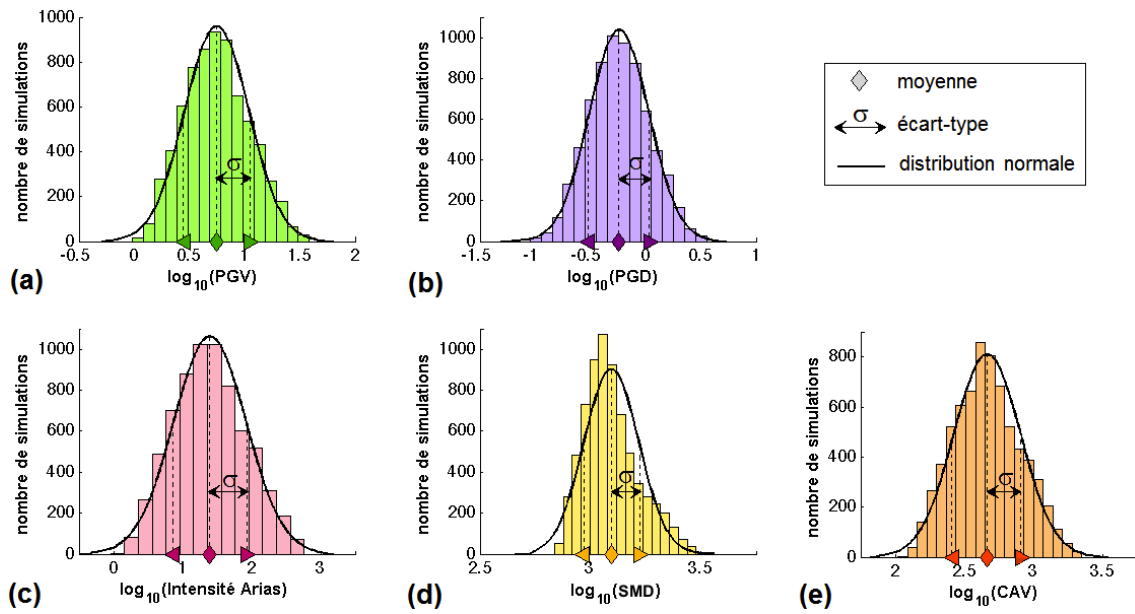


Figure 2.14. Histogrammes des valeurs de logarithmes des paramètres de mouvements du sol extraits des 7000 simulations du séisme cible $M_w = 6.4$. 14 valeurs du paramètre C , sélectionnées entre les bornes $[4.78 \ 88.52]$, sont utilisées pour la simulation. Les paramètres de mouvements du sol étudiés sont : (a) PGV (en vert) ; (b) PGD (en violet) ; (c) Intensité d'Arias (en rose) ; (d) Durée de mouvement fort SMD (en jaune) et (e) CAV (en orange). Données utilisées : station PRFA, composante Est-Ouest.

Enfin, il est également important de s'assurer que les autres paramètres des mouvements du sol que nous souhaitons étudier (*i.e.* PGV, PGD, Intensité d'Arias I_a , Durée de mouvement fort SMD et CAV ; cf. Annexe A) suivent bien une distribution log-normale (distribution normale des logarithmes). A partir de la Figure 2.14, nous pouvons voir que tous les paramètres suivent bien une distribution normale, exceptée la durée de mouvement fort SMD (en jaune). Ce paramètre ne sera donc pas interprété par la suite en termes de moyenne et d'écart-type.

2.8 Résultats des simulations et comparaison avec les données réelles

A partir des paramètres d'entrée que nous venons de définir (Tableau 2.3) et avec la prise en compte d'une incertitude sur le paramètre de rapport des chutes de contrainte C (Tableau 2.4), nous générons pour chaque station et chaque composante un ensemble de 7000 simulations différentes du séisme cible $M_w = 6.4$, en utilisant les enregistrements du séisme du 26 décembre 2004 (15h19m) $m_w = 4.5$ comme FGE. Afin de valider notre approche en aveugle, les résultats des simulations peuvent maintenant être comparés aux mouvements du sol réellement enregistrés lors du choc principal des Saintes (Figure 2.15). Notons que le contenu fréquentiel du petit séisme utilisé comme FGE étant dominé par le bruit à basses fréquences, les résultats des simulations sont filtrés passe-haut à 0.4 Hz et le même traitement est appliqué aux données du choc principal des Saintes afin de pouvoir les comparer directement.

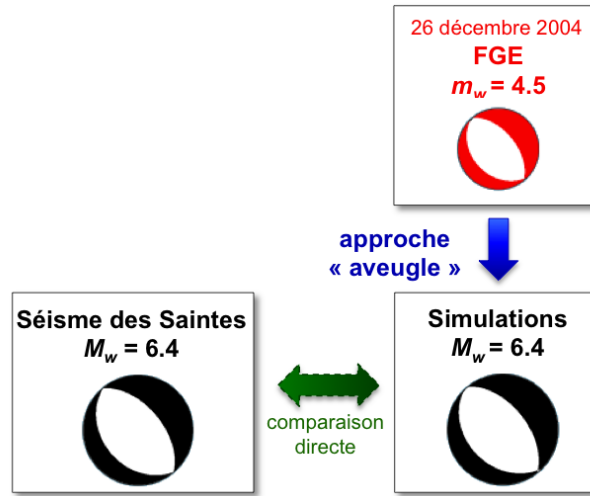


Figure 2.15. Le séisme du 26 décembre 2004 ($m_w = 4.5$) est utilisé comme FGE pour produire des simulations des mouvements du sol de séismes $M_w = 6.4$ en appliquant l'approche de simulation en aveugle développée dans ce chapitre. Les résultats des simulations sont ensuite comparés directement aux mouvements du sol enregistrés lors du choc principal des Saintes $M_w = 6.4$.

Les Figures 2.16, 2.17 et 2.18 présentent un échantillon de 3 accélérogrammes synthétiques pour $C = 11.06$ (en bleu) comparé aux accélérogrammes enregistrés par chacune des 10 stations lors du choc principal des Saintes (en noir). Comparées aux enregistrements réels, nous pouvons observer que les simulations sont bonnes à la fois en amplitude et en durée, pour toutes les stations et pour les trois composantes.

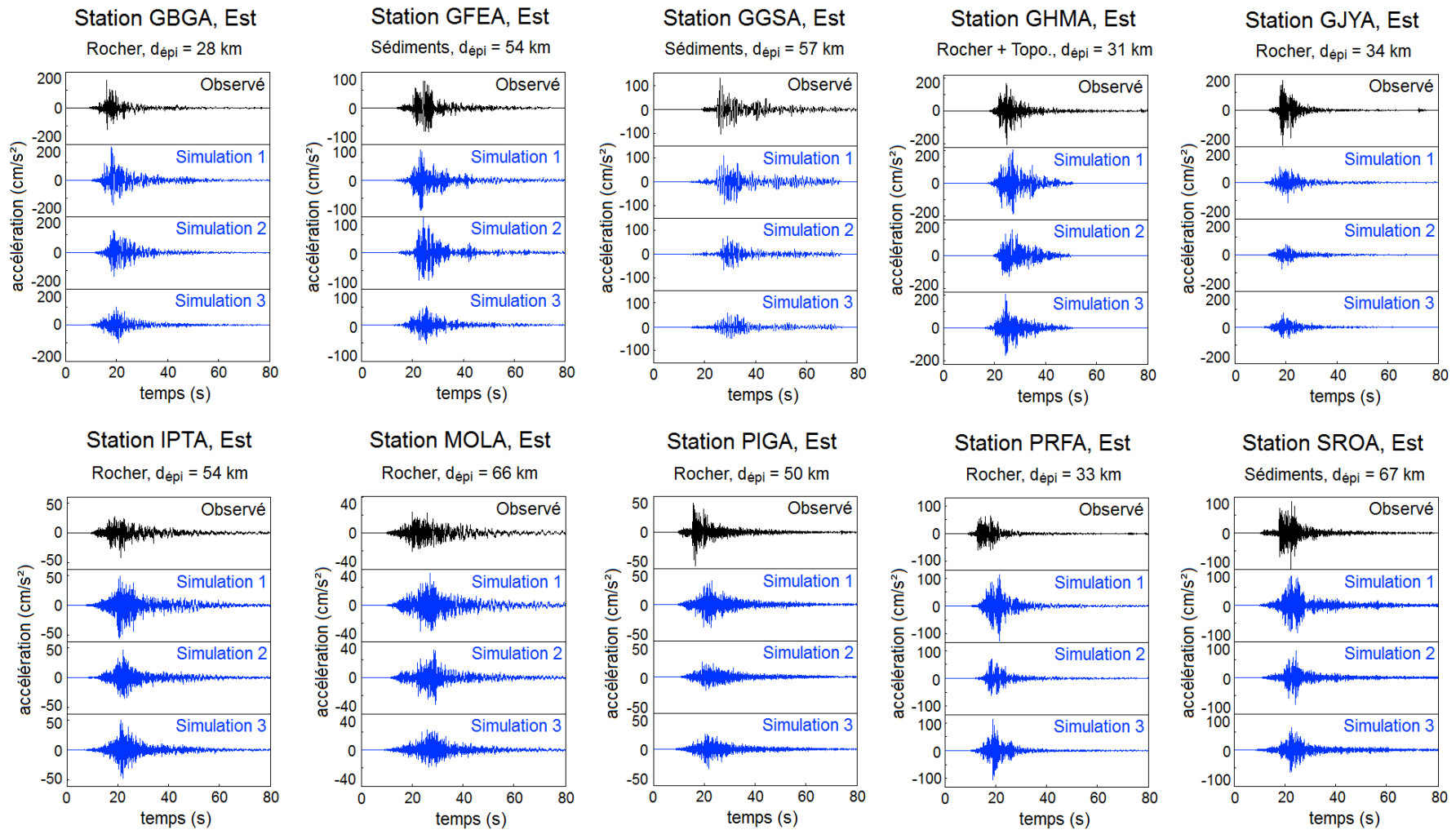


Figure 2.16. Comparaison entre les accélérogrammes enregistrés lors du séisme des Saintes $M_w = 6.4$ du 21 novembre 2004 (en noir) et un échantillon de trois accélérogrammes synthétiques pour $C = 11.06$ (en bleu) pour chacune des 10 stations disponibles, composante Est-Ouest.

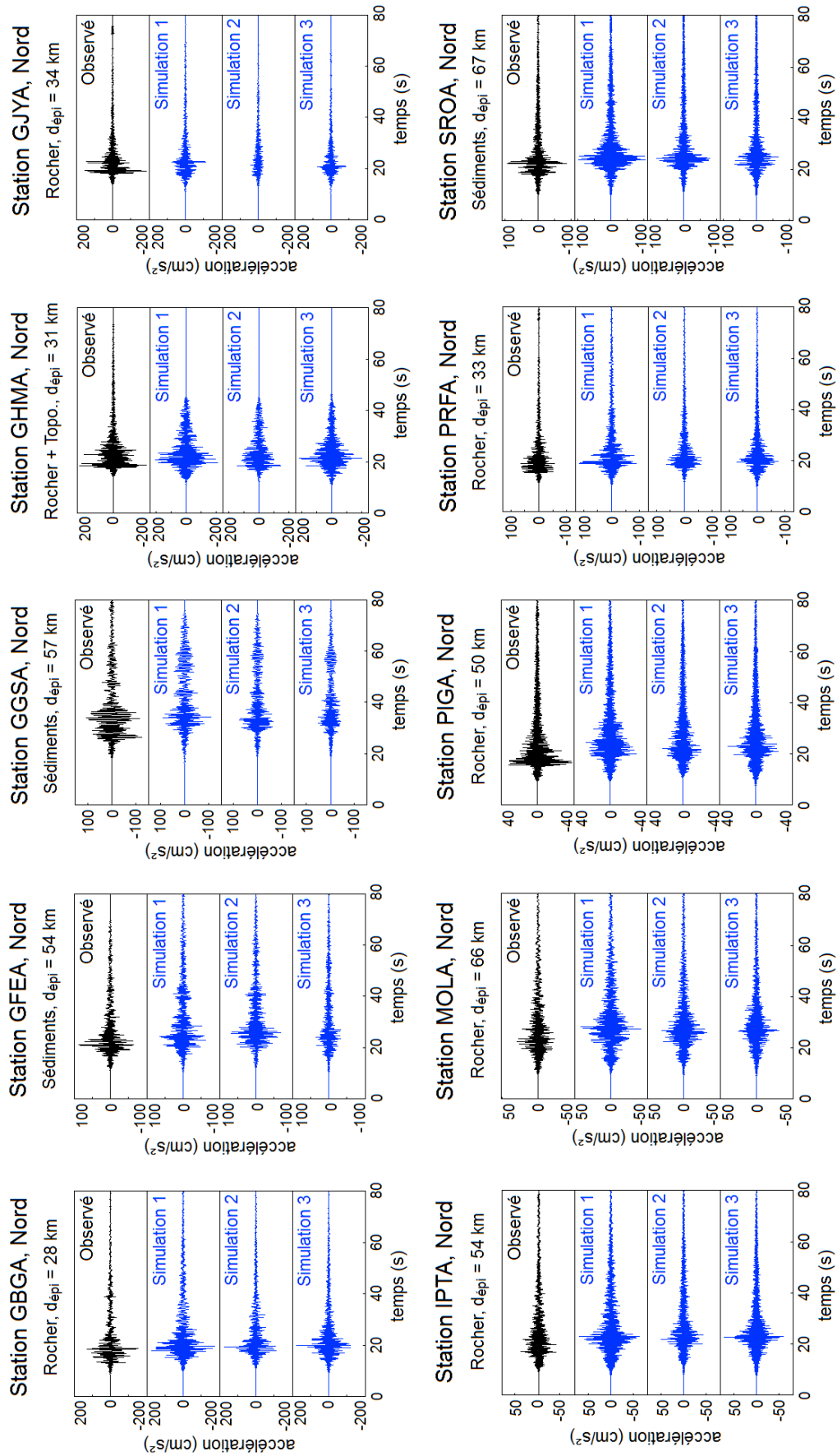


Figure 2.17. Même légende que la Figure 2.16 pour la composante Nord-Sud.

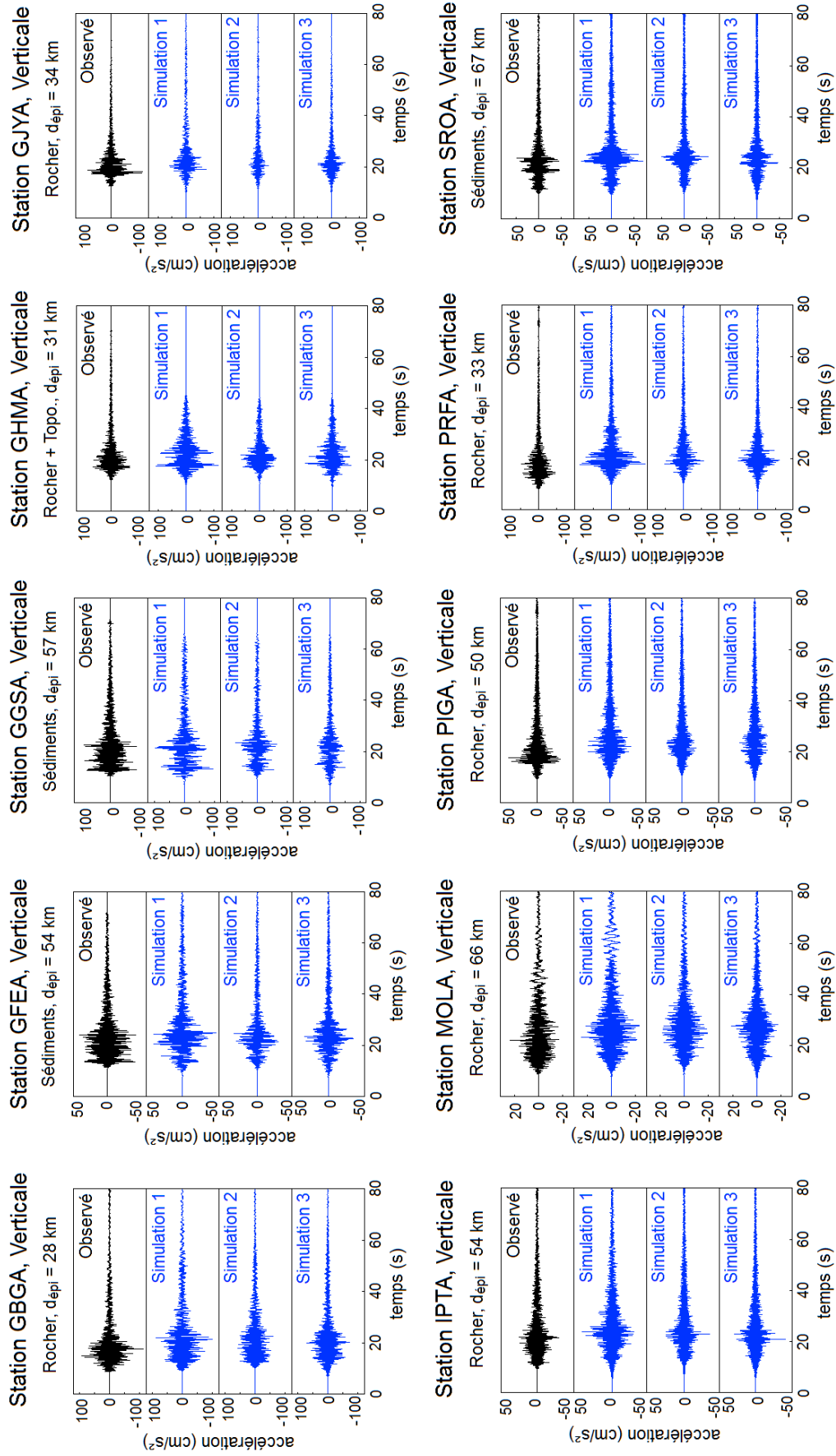


Figure 2.18. Même légende que la Figure 2.16 pour la composante Verticale.

Si nous comparons les valeurs de PGA observées lors du séisme des Saintes et celles obtenues à partir des simulations (Figure 2.19), nous obtenons pour l'ensemble des stations un très bon accord entre les valeurs réelles (étoiles noires) et les valeurs médianes calculées à partir de la distribution des 7000 valeurs de PGA extraites des simulations (en bleu). Nous pouvons particulièrement attirer l'attention sur les résultats obtenus pour les stations GGSA, GFEA et SROA qui subissent des effets de site lithologiques et pour lesquelles nous obtenons une très bonne reproduction des amplifications pour les trois composantes. L'effet de site topographique de la station GHMA est également très bien pris en compte par nos simulations pour les composantes horizontales. L'approche en aveugle que nous avons adoptée permet donc de reproduire les valeurs de pics d'accéléérations enregistrées lors du séisme des Saintes, sur toute la gamme de distance étudiée et quelque que soit le type de site. D'autant plus que les valeurs observées sont toujours contenues entre les 16^{ème} et 84^{ème} percentiles (contenant 68% des simulations).

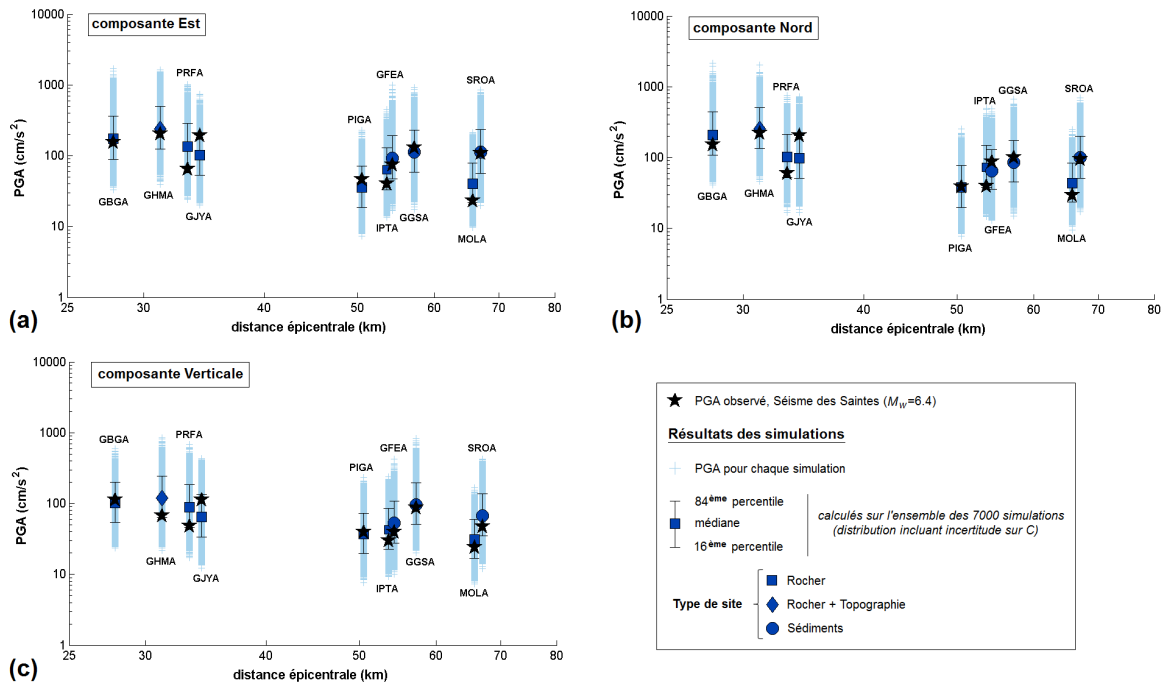


Figure 2.19. Valeurs de PGA observées pour le choc principal des Saintes $M_w = 6.4$ (étoiles noires) en fonction de la distance épacentrale, comparées aux valeurs de PGA obtenues à partir des 7000 simulations du séisme cible $M_w = 6.4$ (en bleu) pour chaque station et pour les composantes (a) Est-Ouest, (b) Nord-Sud et (c) Verticale. Les valeurs médianes ainsi que les 16^{ème} et 84^{ème} percentiles sont calculés à partir de la distribution des 7000 valeurs de PGA incluant une incertitude sur le paramètre C .

A partir des spectres de Fourier (Figure 2.20), nous pouvons également voir que nos simulations sont réalistes sur une large bande de fréquences. Les spectres de Fourier calculés à partir des enregistrements du séisme des Saintes sont assez bien reproduits par les simulations moyennes.

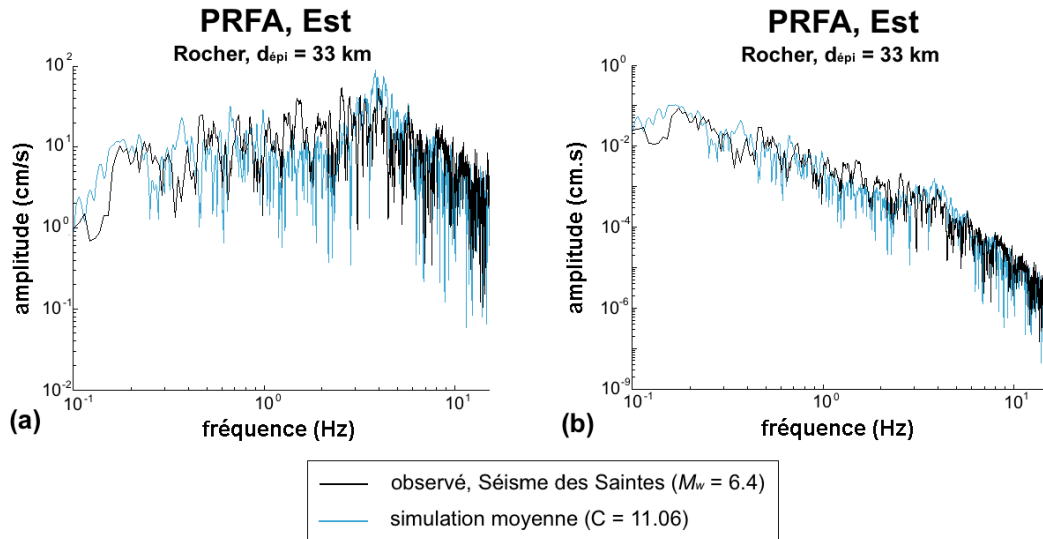


Figure 2.20. Spectres de Fourier (a) en accélération et (b) en déplacement, calculés pour la station PRFA (composante Est-Ouest) à partir de l'enregistrement du séisme des Saintes $M_w = 6.4$ (en noir), comparé à la simulation moyenne pour $C = 11.06$ (en bleu).

Les résultats des simulations peuvent également être analysés en terme de spectres de réponse en accélération (Figure 2.21). A partir des accélérographes synthétiques, nous calculons les spectres de réponse élastiques (avec 5% d'amortissement critique), pour chaque station et chaque composante. Les valeurs médianes et les 16^{ème} et 84^{ème} percentiles sont calculés sur l'ensemble des 7000 simulations du séisme cible $M_w = 6.4$, incluant une incertitude sur le paramètre C . La comparaison entre les spectres de réponse calculés à partir des enregistrements du séisme des Saintes (en noir) et ceux obtenus à partir des simulations (en rose) montre que les mouvements du sol réellement observés sont bien reproduits par nos simulations, notamment pour la station au rocher GBGA et pour les stations sur sédiments SROA et GGSA. Les valeurs médianes d'accélérations spectrales obtenues à partir des simulations sur-estiment légèrement les valeurs observées pour les stations IPTA, MOLA et PRFA, et sous-estiment celles de la station GJYA. Pour ces trois stations, la forme des spectres de réponse est tout de même bien reproduite et les valeurs réelles d'accélérations spectrales restent toujours contenues entre les 16^{ème} et 84^{ème} percentiles des simulations (soit $\pm 1\sigma$). A l'inverse, pour les stations PIGA, GFEA et GHMA, les niveaux d'accélérations spectrales sont bien reproduits mais il apparaît que cer-

tains pics ne sont pas bien reproduits par les simulations ou décalés en période. Certaines de ces différences peuvent être expliquées par le fait que l'approche des fonction de Green empiriques n'est capable de prendre en compte les effets de site seulement si ils affectent de manière identique les formes d'ondes du petit et du grand séisme (linéarité). Dans certains cas, le contenu fréquentiel du grand séisme peut être certainement sujet à des phénomènes de résonances qui ne sont pas présents dans les enregistrements du petit séisme.

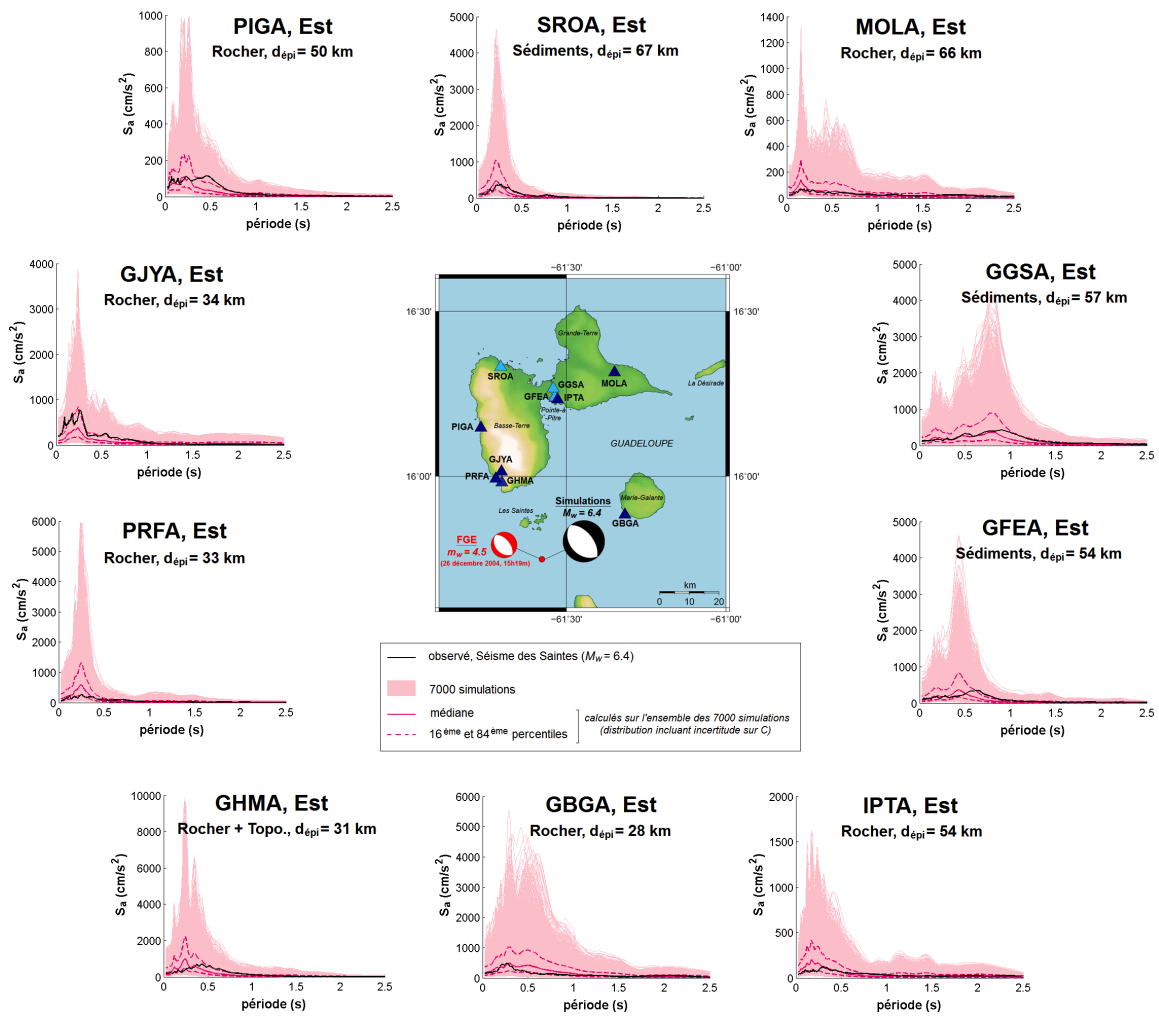


Figure 2.21. Spectres de réponse en accélération (5% d'amortissement critique) calculés à partir des enregistrements du séisme des Saintes (en noir) comparés aux 7000 spectres de réponse obtenus à partir des simulations (en rose) pour chaque station (composante Est-Ouest). La médiane et les 16^{ème} et 84^{ème} percentiles sont calculés sur l'ensemble des 7000 simulations (distribution incluant une incertitude sur le paramètre C).

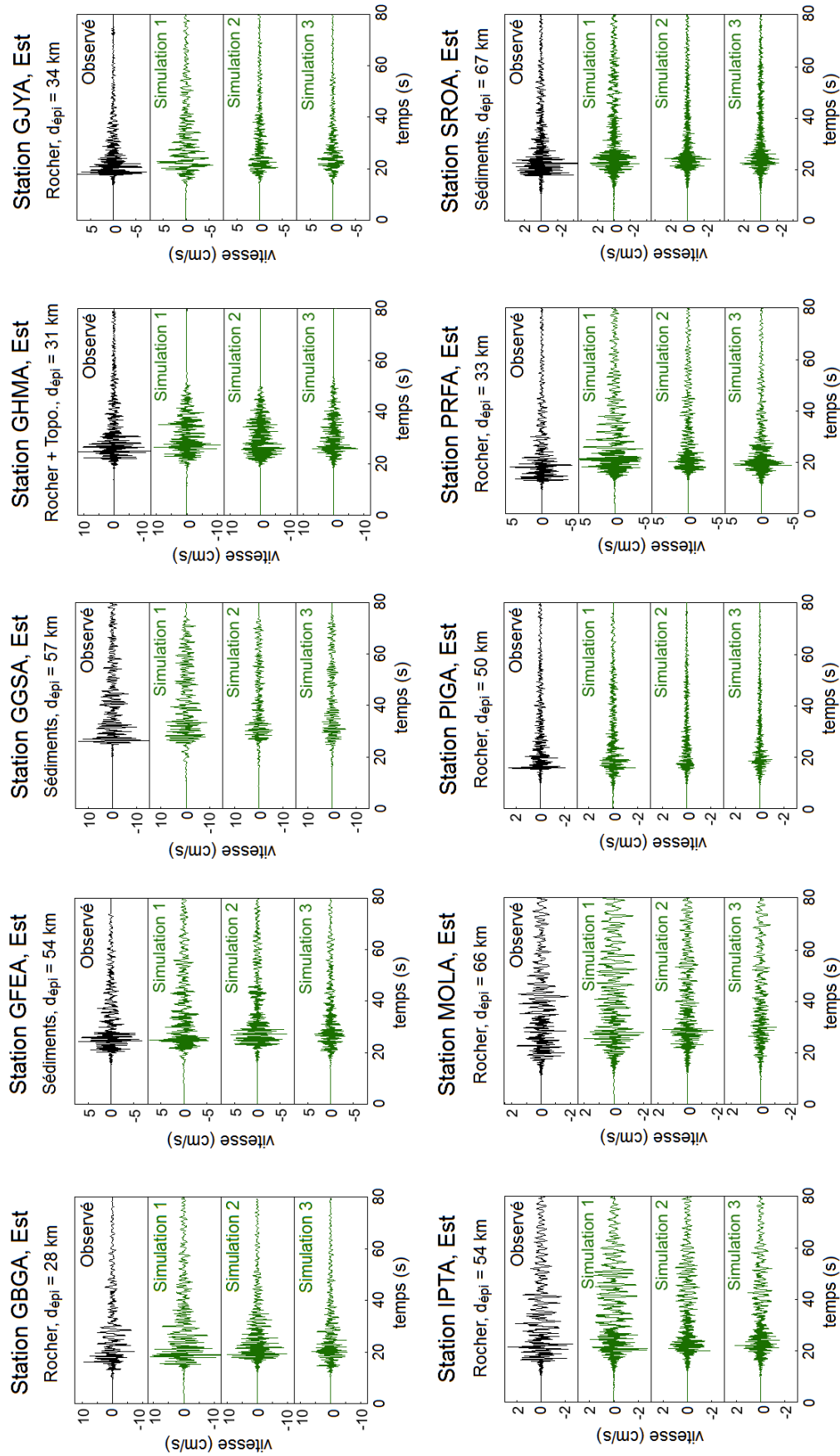


Figure 2.22. Même légende que la Figure 2.16 pour les sismogrammes, composante Est-Ouest.

Maintenant, si nous regardons les résultats des simulations sous la forme de sismogrammes (Figure 2.22), nous pouvons observer que les formes d'ondes obtenues à partir des enregistrements du séisme des Saintes (en noir) sont assez bien reproduites par les simulations (en vert). L'étude des valeurs de PGV (Figure 2.23) montre que dans l'ensemble il y a un très bon accord entre les valeurs de PGV issues des données réelles (étoiles noires) et les valeurs médianes calculées à partir de la distribution des 7000 valeurs de PGV extraites des simulations (en vert). Seules les valeurs médianes des simulations obtenues aux stations PIGA, GGSA et SROA sous-estiment légèrement les valeurs réelles de PGV , mais en restant toujours contenues entre les 16^{ème} et 84^{ème} percentiles.

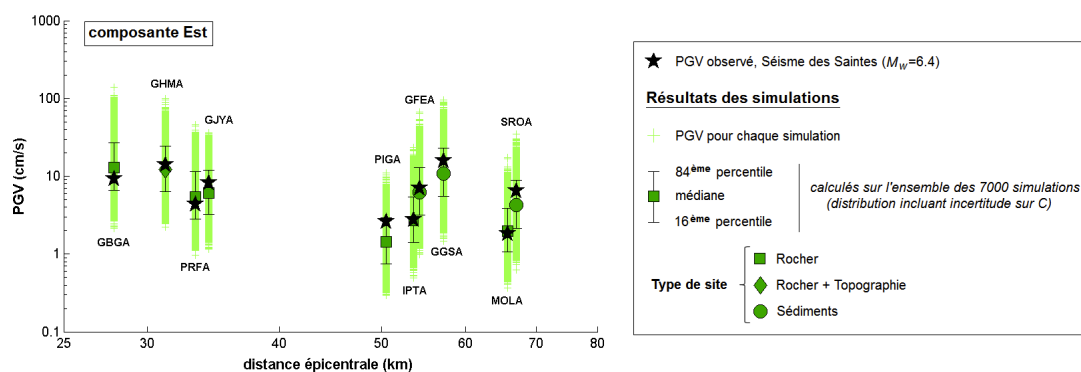


Figure 2.23. Même légende que la Figure 2.19 pour le PGV , composante Est-Ouest.

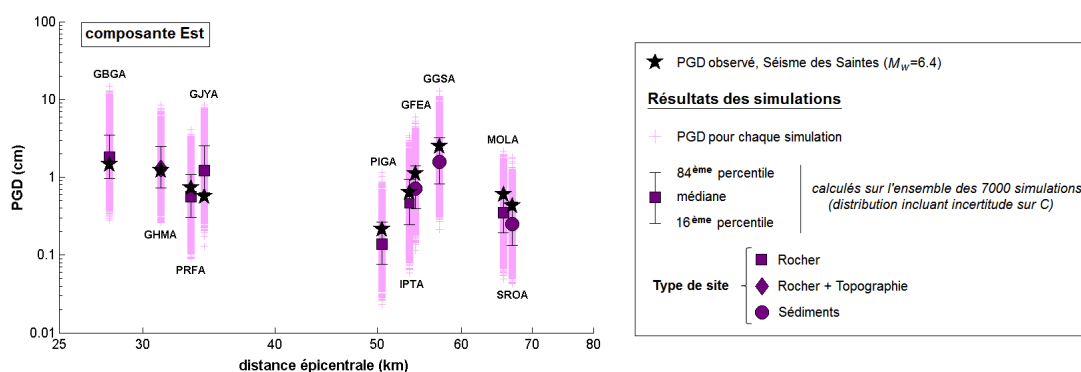


Figure 2.24. Même légende que la Figure 2.19 pour le PGD , composante Est-Ouest.

L'analyse des résultats en déplacements (Figures 2.25 et 2.24) montre que nos simulations sont beaucoup moins efficaces à basses fréquences. Nous obtenons notamment une sous-estimation des amplitudes des données de déplacements observés pour toutes les stations situées à plus de 50 km de distance épacentrale.

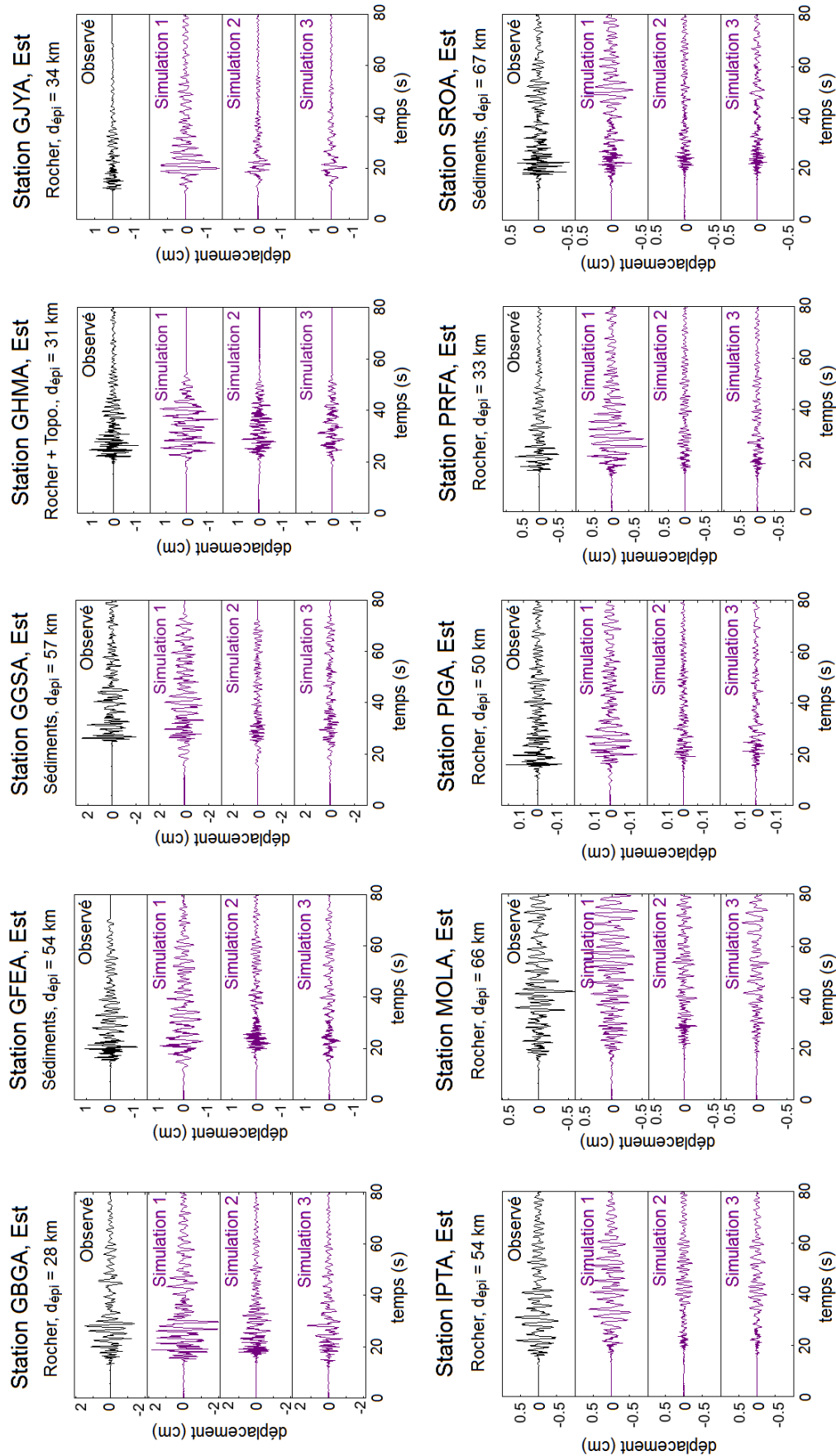


Figure 2.25. Même légende que la Figure 2.16 pour les déplacements, composante Est-Ouest.

Enfin, les trois derniers paramètres des mouvements du sol que nous souhaitons étudier sont l'*Intensité d'Arias* I_a (Figure 2.26), la *Durée de mouvement fort* SMD (Figure 2.27) et la *CAV* (Figure 2.28). Les résultats obtenus pour la SMD sont difficiles à analyser, car la distribution des valeurs de $\log_{10}(SMD)$ issues de nos simulations ne présente pas une distribution gaussienne (*c.f.* Figure 2.14). Mais pour l'ensemble des stations, les valeurs de SMD observées lors du séisme des Saintes restent contenues dans l'ensemble des 7000 simulations. L'analyse des résultats obtenus pour l'*Intensité d'Arias* et la *CAV* montre que les valeurs extraites des données réelles du séisme des Saintes restent toujours contenues entre les 16^{ème} et 84^{ème} percentiles des simulations, même si les valeurs médianes d' I_a et de CAV obtenues à partir des simulations sur-estiment clairement les valeurs réelles pour toutes les stations situées à moins de 35 km de distance épacentrale.

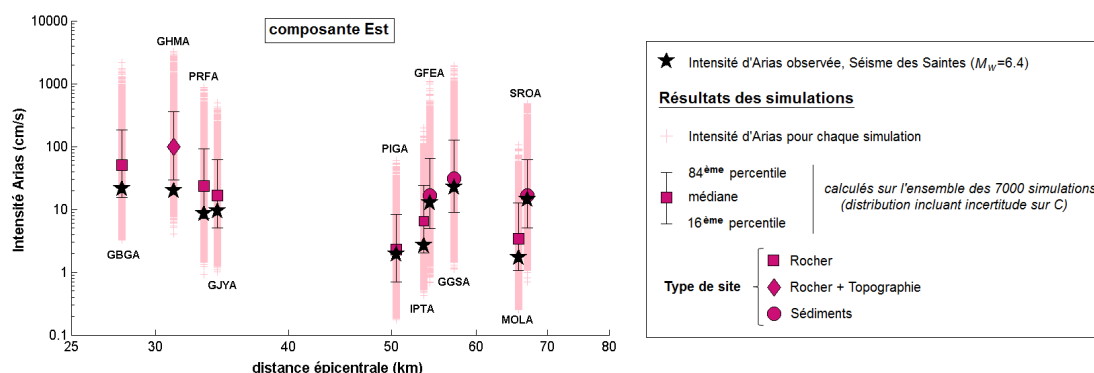


Figure 2.26. Même légende que la Figure 2.19 pour l'*Intensité d'Arias* I_a , composante Est-Ouest.

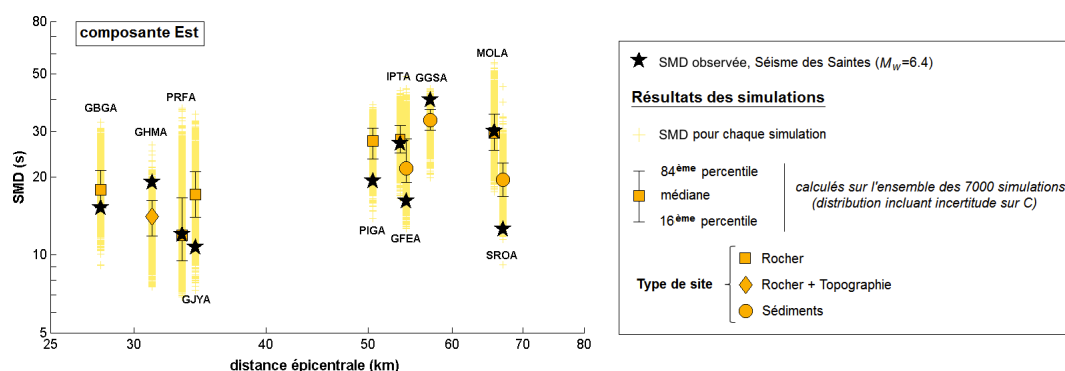


Figure 2.27. Même légende que la Figure 2.19 pour la durée de mouvement fort SMD , composante Est-Ouest.

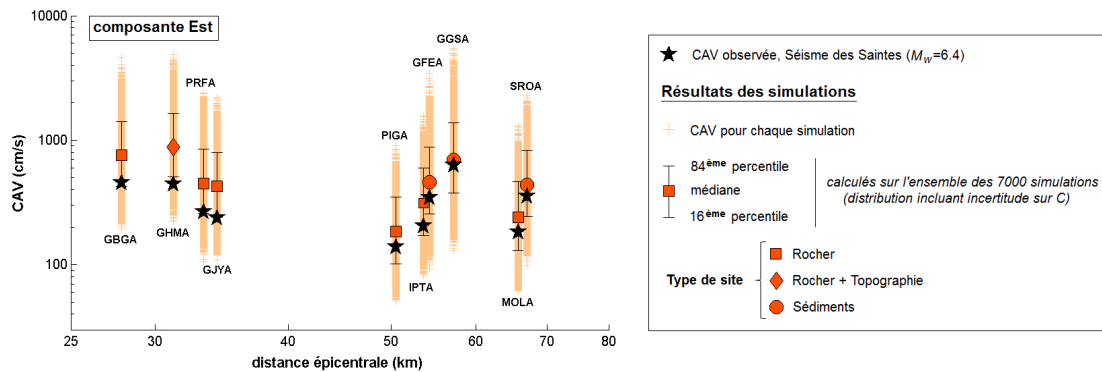


Figure 2.28. Même légende que la Figure 2.19 pour le CAV, composante Est-Ouest.

2.9 Comparaison avec le modèle empirique de prédiction des mouvements du sol (GMPE) d'Ambraseys *et al.* (2005)

Nous allons maintenant comparer les résultats des simulations avec un modèle empirique de prédiction des mouvements du sol (GMPE). Cependant, comme il n'existe pas actuellement d'équations spécifiquement développées pour les Antilles françaises, nous sommes obligés d'utiliser des GMPEs conçus pour d'autres régions du monde. Dans l'étude de Douglas *et al.* (2006), neuf GMPEs différents sont testés pour leur applicabilité aux séismes antillais. Les auteurs utilisent la méthode de Scherbaum *et al.* (2004) pour comparer des données d'enregistrements de mouvements forts aux prédictions des GMPEs. Ils trouvent qu'aucun des neuf modèles étudiés n'est approprié à la prédiction des mouvements du sol des séismes crustaux superficiels antillais. Tous les modèles sont classés comme "non acceptables" (classe D), excepté celui d'Ambraseys *et al.* (2005) qui est classé comme "acceptable" (classe C). Les résultats des simulations seront donc finalement comparés avec le GMPE d'Ambraseys *et al.* (2005).

Ce GMPE a été développé pour l'estimation du PGA et des accélérations spectrales S_a (avec 5% d'amortissement critique) des séismes crustaux superficiels de magnitude de moment $M_w \geq 5.0$ et pour des distances Joyner-Boore $d_{JB} < 100km$. La base de données utilisée pour la régression est constituée de 595 enregistrements provenant de 135 séismes crustaux superficiels d'Europe et du Moyen-Orient (1973-2003), enregistrés par 338 stations différentes. Des coefficients permettent de prendre en compte les conditions de site en classant les stations selon quatre classes : les sites au rocher ($V_{S,30} > 750m/s$), les sites sur sol rigide ($360m/s < V_{S,30} \leq 750m/s$), les sites sur sol mou ($180m/s < V_{S,30} \leq 360m/s$) et enfin les sites sur sol très

mou ($V_{S,30} \leq 180 \text{ m/s}$). Des coefficients permettent également de prendre en compte le type de mécanisme de faille mis en jeu. La distance source-site utilisée est la distance Joyner-Boore (Joyner & Boore, 1981) qui correspond à la plus courte distance à la projection en surface de la faille. Et la définition des composantes utilisées est la plus grande composante horizontale.

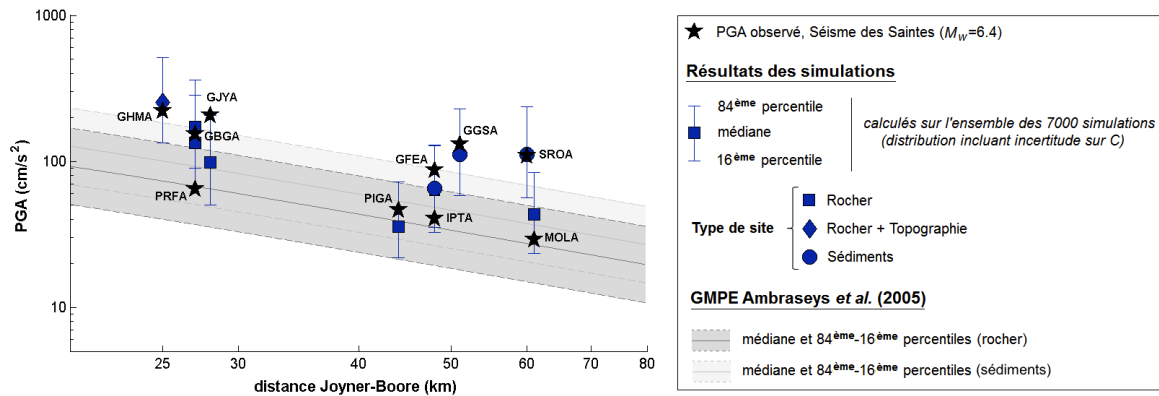


Figure 2.29. Comparaison entre les valeurs de PGA observées pour le choc principal des Saintes (étoiles noires), celles obtenues à partir des simulation (en bleu) et celles prédites par le GMPE d'Ambraseys *et al.* (2005) pour un séisme $M_w = 6.4$ (médiane et 16^{ème} et 84^{ème} percentiles en gris), en fonction de la distance Joyner-Boore. Pour chaque station et pour la plus grande composante horizontale, les valeurs médianes et les 16^{ème} et 84^{ème} percentiles des simulations sont calculés à partir de la distribution des 7000 valeurs de PGA incluant une incertitude sur le paramètre C .

La Figure 2.29 montre la comparaison entre les valeurs de PGA observées pour le choc principal des Saintes (étoiles noires), les valeurs de PGA obtenues à partir des simulations du séisme cible (en bleu) et celles prédites par le GMPE d'Ambraseys *et al.* (2005) pour un séisme $M_w = 6.4$ (en gris) en fonction de la distance Joyner-Boore. Pour chaque station (plus grande composante horizontale), la médiane et les 16^{ème} et 84^{ème} percentiles (correspondant à $\pm 1\sigma$) des valeurs de PGA sont calculées à partir de la distribution des 7000 simulations incluant une incertitude sur le paramètre C . Pour le GMPE, les équations utilisées pour prédire les niveaux de PGA sont celles correspondantes aux conditions de site au rocher (en gris foncé) et pour un sol mou (en gris clair). Nous pouvons voir que pour les stations au rocher PRFA, PIGA, IPTA et MOLA le GMPE d'Ambraseys *et al.* (2005) fournit une très bonne estimation des valeurs de PGA observées lors du séisme des Saintes. Mais pour la station GHMA subissant un effet de site topographique et pour les stations GFEA, GGSA et SROA subissant des effets de site lithologiques, les valeurs de PGA observées sont sous-estimées par le GMPE, même en utilisant le coefficient permettant de prendre en compte les conditions de site sur sol mou. Pour ces stations, les résultats obtenus à partir des simulations sont plus proches des valeurs réelles que celles prédites par le GMPE.

2.9. Comparaison avec le modèle empirique de prédiction des mouvements du sol (GMPE) d'Ambraseys *et al.* (2005)

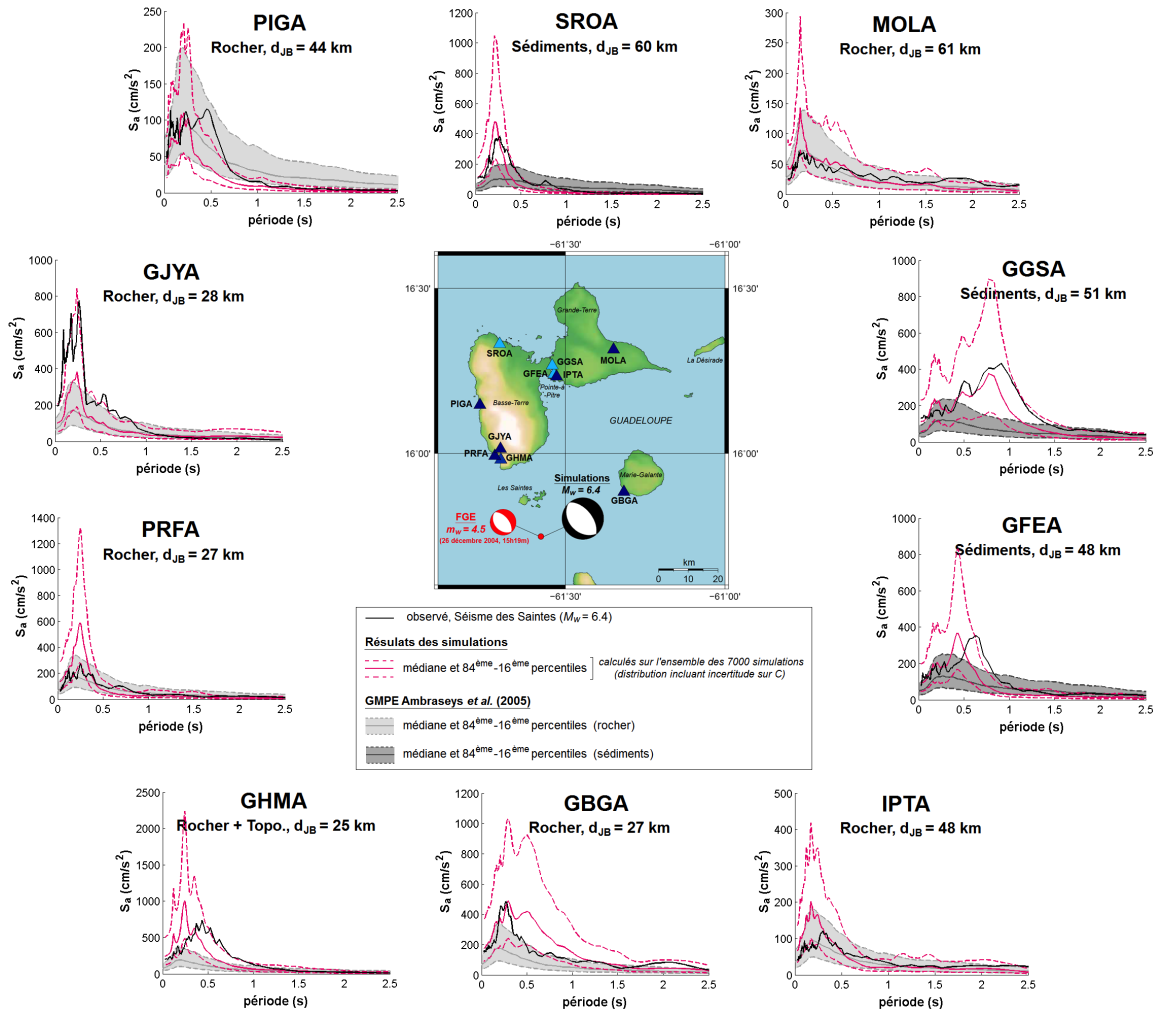


Figure 2.30. Comparaison entre les spectres de réponse en accélération (5% d'amortissement critique) calculés à partir des enregistrements du séisme des Saintes (en noir), les valeurs médianes et les 16^{ème} et 84^{ème} percentiles des accélérations spectrales S_a prédites par le GMPE d'Ambraseys *et al.* (2005) pour un séisme $M_w = 6.4$ (en gris) et celles calculées sur l'ensemble des 7000 simulations incluant une incertitude sur C (en rose), pour chaque station et pour la plus grande composante horizontale.

Jusqu'à maintenant nous avons surtout étudié la capacité de la méthode de simulation à reproduire en moyenne les mouvements du sol observés, mais il est également intéressant de regarder la variabilité des mouvements du sol produite par nos simulations. La méthode *Simulstoch* permet de générer un grand nombre de simulations suffisamment variées pour être représentatives d'une multitude de mouvements du sol susceptibles de se produire en un site pour un séisme d'une magnitude donnée. Ici, l'écart-type de la distribution des $\log_{10}(PGA)$ obtenue à partir des simulations (incluant une incertitude sur C) est en moyenne sur l'ensemble des stations égal à 0.27 (unités \log_{10}), tandis que l'écart-type du GMPE d'Ambraseys *et al.* (2005) est égal à 0.26 (unités \log_{10}) pour $M_w = 6.4$. Cela indique que la variabilité du paramètre C que nous

avons imposée reste raisonnable et que la variabilité des mouvements du sol produite par notre approche de simulation en aveugle est cohérente avec la variabilité des prédictions des mouvements du sol purement empiriques. Mais à écart-type équivalent, les valeurs observées sont toujours contenues dans l'écart-type des simulations, ce qui n'est pas le cas du GMPE. Cela illustre l'un des avantages de la méthode de simulation utilisée qui permet de produire des résultats site-spécifiques. Notons qu'une étude détaillée des écarts-types obtenus à partir des simulations peut être trouvée dans [Beauval et al. \(2009\)](#) et [Honoré \(2008\)](#) en utilisant la même méthode de simulation et la même base de données.

A partir de la Figure 2.30, la comparaison entre les spectres de réponse en accélération calculés à partir des enregistrements du séisme des Saintes (en noir) et les valeurs médianes et les 16^{ème} et 84^{ème} percentiles des S_a obtenues à partir des simulations (en rose) et du GMPE d'[Ambraseys et al. \(2005\)](#) (en gris), montre que pour la plupart des stations les simulations reproduisent mieux à la fois l'amplitude et la forme des spectres de réponse observés, notamment pour les stations SROA, GGSA et GFEA subissant des effets de site lithologiques. En effet, les GMPEs ne permettent pas de reproduire la complexité des effets de site spécifiques à chaque station. C'est là l'illustration de l'un des principal avantage des méthodes de simulation basées sur le principe des fonctions de Green empiriques, qui permettent de prendre en compte les effets de propagation et de site qui sont des informations contenues dans les enregistrements du petit séisme utilisé comme FGEs.

2.10 Conclusion

Dans ce chapitre nous avons appliqué la méthode *Simulstoch*, développée par [Kohrs-Sansorny et al. \(2005\)](#), à la simulation des mouvements du sol du choc principal des Saintes $M_w = 6.4$ (Guadeloupe, 21 novembre 2004). Ce choc principal a été suivi d'une crise sismique bien enregistrée par le réseau de stations accélérométriques de la Guadeloupe, constituant une base de données intéressante pour l'application de la méthode. Parmi les nombreuses répliques disponibles, nous avons choisi d'utiliser les enregistrements de la réplique du 26 décembre 2004 (15h19m, $m_w = 4.5$) comme fonctions de Green empiriques. Le code *Simulstoch* nécessite la spécification de seulement quatre paramètres d'entrée, dont le seul paramètre considéré comme inconnu est le rapport des chutes de contrainte C . Notre idée a donc été de développer une approche de simulation en aveugle en prenant en compte une incertitude sur ce paramètre C . Afin d'être en accord avec ce qui observé dans les bases de données réelles, nous avons dû choisir les

valeurs de C utilisées pour la simulation de telle manière à ce que la distribution des $\log_{10}(C)$ suive une distribution normale, permettant en retour l'obtention d'une distribution normale des logarithmes des paramètres des mouvements du sol issus de nos simulations. A partir de cette approche, nous avons généré pour 10 stations un ensemble de 7000 simulations différentes du séisme cible $M_w = 6.4$. Ces simulations sont suffisamment variées pour être représentatives d'une multitude de mouvements du sol susceptibles de se produire en un site pour une séisme d'une magnitude donnée. La validité de cette approche en aveugle a été testée en comparant directement les résultats des simulations aux données réelles du choc principal des Saintes. Les accélérogrammes synthétiques que nous avons générés sont réalistes sur une large bande de fréquences, avec une bonne reproduction du modèle en ω^{-2} . Des résultats très satisfaisants ont été obtenus pour les accélérations, les vitesses et les accélérations spectrales S_a , avec notamment une très bonne prise en compte des amplifications des mouvements du sol liées aux effets de site. Les résultats obtenus sont également encourageants pour l'utilisation des paramètres d'*Intensité d'Arias* I_a , de *CAV* et de *Durée de mouvement fort SMD*. Les simulations sont cependant beaucoup moins efficaces en déplacements, car la méthode n'est pas adaptée pour représenter la partie basse fréquence du mouvement sismique à cause du contenu fréquentiel du petit séisme utilisé comme FGE, dominé par le bruit à basses fréquences. Enfin, nous avons obtenu une variabilité des mouvements du sol issue de nos simulation cohérente avec la variabilité des prédictions des mouvements du sol purement empiriques (GMPEs).

Chapitre 3

Application au séisme de L'Aquila

$M_w = 6.3$ (Italie, 6 avril 2009) :

validation

3.1 Introduction

Le 6 avril 2009 (01h32m39s UTC), le séisme de L'Aquila de magnitude $M_w = 6.3$ a frappé la région des Abruzzes en Italie Centrale. Localisé à environ 5 km au Sud-Ouest de la ville de L'Aquila, à une profondeur de 9,5 km ([INGV, 2009](#)), ce séisme a fait près de 300 victimes et a causé des dommages importants dans la ville de L'Aquila ([Tertulliani *et al.*, 2012b](#)) et dans de nombreux villages environnants. Une intensité macrosismique maximale $I_{max} = IX - X$ sur l'échelle MCS ("*Mercalli-Cancani-Sieberg*", [Sieberg \(1930\)](#)) a été estimée pour les villages de Castelnovo, Onna et Paganica localisés au Sud-Est de l'épicentre ([Galli & Camassi, 2009](#)). Ce choc principal destructeur a été suivi de nombreuses répliques bien enregistrées par le réseau de stations accélérométriques italien RAN ([Zambonelli *et al.*, 2011](#)). Ces enregistrements constituent une base de données de mouvements forts unique en Italie, notamment grâce à l'obtention d'enregistrements en champ proche par des stations situées au sein même de la ville de L'Aquila. L'abondance et la qualité des données disponibles nous fournit l'opportunité de tester l'approche de simulation en aveugle développée dans le chapitre précédent, en utilisant les enregistrements d'une des répliques comme FGE pour simuler les mouvements du sol du choc principal de L'Aquila ($M_w = 6.3$). L'application au séisme de L'Aquila a l'intérêt de nous permettre de tester la validité de notre approche dans le cas d'un séisme présentant un effet de directivité du processus de rupture.

3.2 Contexte sismotectonique et sismicité historique de la région des Abruzzes

L'Aquila se situe dans la partie centrale de la chaîne des Apennins, caractérisée par une histoire tectonique complexe. Depuis le Pliocène, les Apennins subissent une extension régionale perpendiculaire à l'axe de la chaîne (*e.g.* [Doglioni, 1991](#) ; [Cavinato & De Celles, 1999](#)). Ce régime tectonique extensionnel est du à l'ouverture du bassin arrière-arc de la mer Tyrrhénienne qui est plus rapide que la collision des plaques Africaine et Eurasienne. Le taux d'extension crustal actuel dans les Apennins centrales est estimé à 3-5 mm/an ([Hunstad *et al.*, 2003](#) ; [D'Agostino *et al.*, 2008](#)). Cette extension régionale est accommodée par des systèmes complexes de failles normales parallèles à l'axe de la chaîne et par la formation de bassins tectoniques remplis de dépôts alluviaux et lacustres Plio-Quaternaires (*e.g.* [Bosi & Bertini, 1970](#) ; [Bosi *et al.*, 2003](#) ; [Messina *et al.*, 2009](#)). Des preuves de l'activité quaternaires des failles normales bordant ces bassins sont connues sur la base de la sismicité historique et de la géologie régionale (*e.g.* [Barchi *et al.*, 2000](#) ; [Galadini & Galli, 2000](#) ; [Roberts & Michetti, 2004](#)).

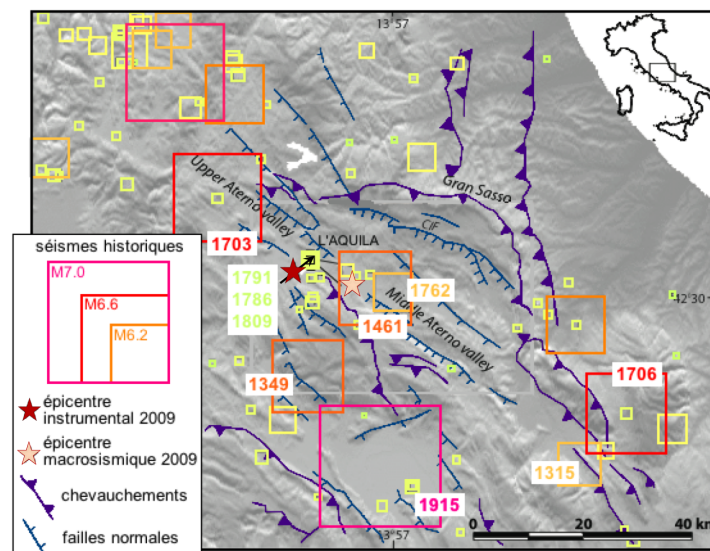


Figure 3.1. Séismes historiques dans la région de L'Aquila d'après le catalogue "CPTI04 Working Group" ([CPTI, 2004](#)). Figure modifiée à partir de [Tertulliani *et al.* \(2009\)](#), fig. 1.

D'après le catalogue de sismicité historique "*Catalogo Parametrica dei Terremoti italiani*" ([CPTI, 2004](#)), cette région des Abruzzes a déjà subi de nombreux séismes dans le passé (Figure 3.1). Depuis le début du XIV^{ème} siècle, il est notamment bien documenté que la ville de L'Aquila

a été affectée par au moins quatre séismes historiques destructeurs (Stucchi *et al.*, 2007 ; Bagh *et al.*, 2007 ; Tertulliani *et al.*, 2009 ; Guidoboni *et al.*, 2012 ; Tertulliani *et al.*, 2012a) : le séisme de 1349 ($I_{max} = IX - X$ MCS) à environ 20 km au sud de L'Aquila ; le séisme du 27 novembre 1461 ($I_{max} = X$ MCS) ; le séisme du 2 février 1703 ($I_{max} = X$ MCS) à environ 30 km au Nord-Ouest de L'Aquila et le séisme du 6 octobre 1762 ($I_{max} = IX - X$ MCS). Le dernier événement dramatique que nous pouvons citer est le séisme de Fucino ($M_s = 6.9$) qui s'est produit le 13 janvier 1915 à environ 30 km au Sud-Est de L'Aquila et qui a causé plus de 30 000 morts (Amoruso *et al.*, 1998).

3.3 Crise sismique de L'Aquila

Le choc principal de L'Aquila du 6 avril 2009 a été suivi de nombreuses répliques dont les deux plus fortes ont eu lieu le 7 avril 2009 ($M_w = 5.6$) et le 9 avril 2009 ($M_w = 5.4$) (Figure 3.2). La séquence de répliques s'étend sur plus de 30 km dans une direction Nord-Ouest-Sud-Est et deux zones de rupture différentes peuvent être identifiées. La sismicité a d'abord migré vers le Sud-Est dans la vallée de l'Aterno puis vers le Nord-Ouest jusqu'au lac de Campotosto.

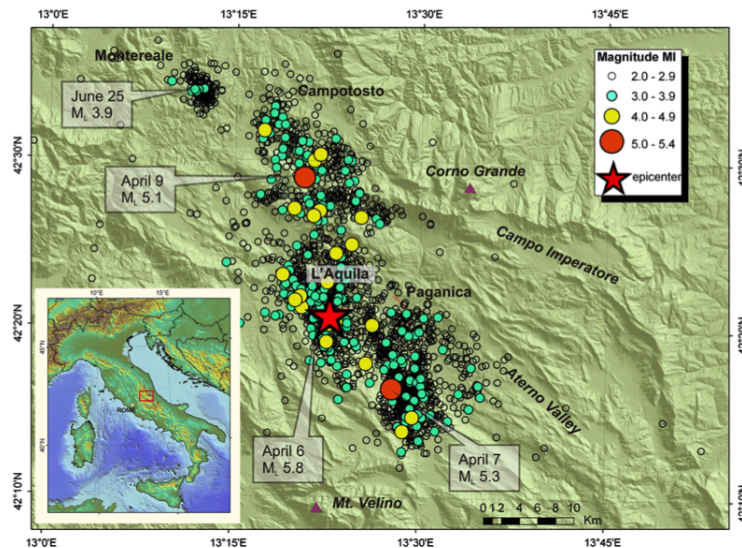


Figure 3.2. Localisation du choc principal de L'Aquila du 6 avril 2009 (étoile rouge) et distribution de la sismicité entre décembre 2008 et octobre 2009 à partir de la base de données ISIDE ("Italian Seismological Instrumental and parametric Data-base"). Figure extraite de Vittori *et al.* (2011), fig. 1.

Les observations de terrain (Falcucci *et al.*, 2009 ; Emergeo Working Group, 2010 ; Boncio *et al.*, 2010 ; Vittori *et al.*, 2011), l'analyse des données d'interférométrie SAR (Atzori *et al.*, 2009 ; Walters *et al.*, 2009 ; Guerrieri *et al.*, 2010), de déplacements GPS (Anzidei *et al.*, 2009) et l'étude de la distribution des répliques relocalisées (Chiarabba *et al.*, 2009) ont permis d'identifier la faille responsable du choc principal de L'Aquila. Ce séisme semble avoir été produit par la rupture sur 18 km de la faille de Paganica, une faille normale superficielle quaternaire de direction Nord-Ouest-Sud-Est avec un pendage d'environ 45° vers le Sud-Ouest. Cette structure a été cartographiée dans des études précédentes (*e.g.* Bagnaia *et al.*, 1992 ; Vezzani & Ghisetti, 1998 ; Boncio *et al.*, 2004 ; Foglio CARG, 2009), mais elle était jusqu'alors peu connue par rapport à d'autres failles actives proches.

3.4 Effet de directivité du processus de rupture du séisme de L'Aquila

Les résultats de nombreuses études menées sur la source du choc principal de L'Aquila révèlent que ce séisme présente un effet de directivité du processus de rupture. Pour illustrer ce phénomène, considérons un modèle de source cinématique simple (Haskell, 1964), où la faille est représentée par une ligne source de longueur L et la rupture se propage de manière unilatérale d'une extrémité à l'autre de la faille avec une vitesse de rupture constante V_r . Les ondes émises se propagent de la faille jusqu'à la station à la vitesse c dans un milieu élastique, homogène et infini. La durée apparente T_a de la rupture sismique observée à une station donnée est dépendante de la localisation de la station par rapport à la direction de propagation de la rupture :

$$T_a = \frac{L}{V_r} - \frac{L}{c} \cos \theta \quad (3.1)$$

où θ est l'angle entre la station et la direction de propagation de la rupture sur la ligne source. La durée de rupture apparente peut également être exprimée en fonction de la durée réelle de la rupture sismique T_c :

$$T_a = T_c \left(1 - \frac{V_r}{c} \cos \theta\right) \quad (3.2)$$

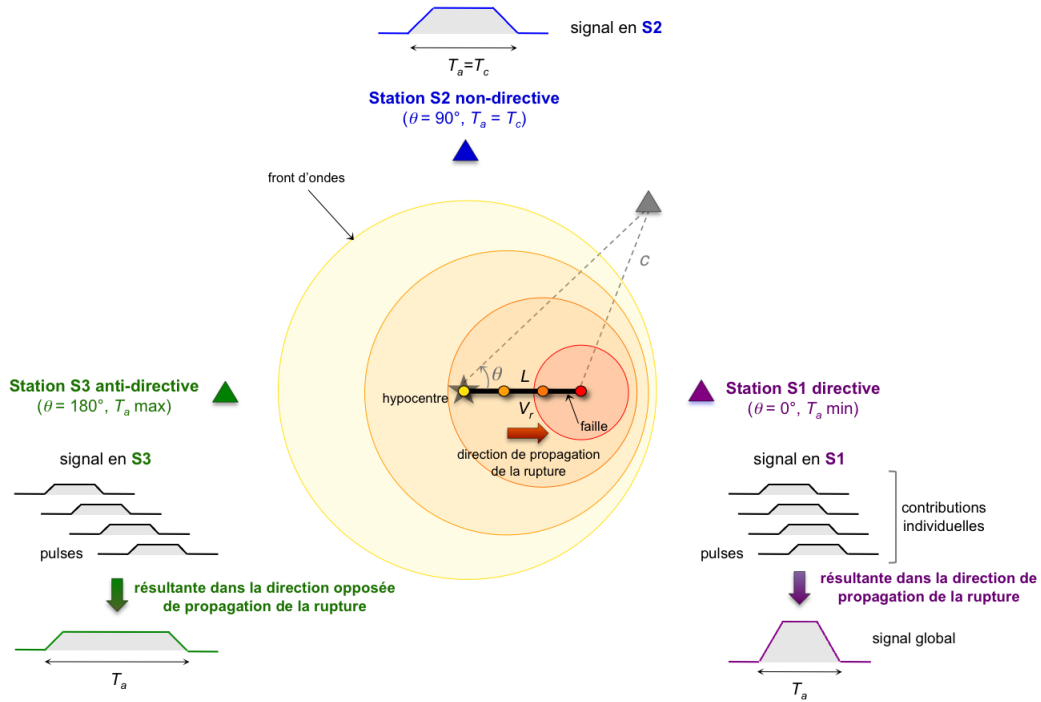


Figure 3.3. Représentation schématic de l'effet de directivité du processus de rupture pour un modèle de source cinématique simple. La faille est représentée par une ligne source (trait gras noir) de longueur L et la rupture se propage de manière unilatérale d'une extrémité à l'autre de la faille avec une vitesse de rupture constante V_r . L'effet de directivité se traduit par une variation de la durée et de l'amplitude du signal observé à une station en fonction de la position de la station par rapport à la direction de propagation de la rupture. Pour la station $S1$, placée dans la direction de propagation de la rupture (station directive), l'amplitude du signal est forte et la durée de rupture apparente T_a est minimale ; tandis que pour la station $S3$, placée dans la direction opposée de propagation de la rupture (station anti-directive), l'amplitude est faible et T_a est maximale. Figure modifiée à partir de [Berge-Thierry \(1997\)](#), fig. 5.1.

Pour une station "non-directive" ($\theta = 90^\circ$), la durée de rupture apparente T_a est égale à la durée de rupture réelle T_c du séisme. Pour une station placée dans la direction de propagation de la rupture ($\theta = 0^\circ$), appelée station "directive", l'amplitude du signal est forte et la durée de rupture apparente T_a est minimale ; tandis que pour une station placée dans la direction opposée de la propagation de la rupture ($\theta = 180^\circ$), appelée station "anti-directive", l'amplitude du signal est faible et T_a est maximale (Figure 3.3). L'effet de directivité peut également être décrit quantitativement par le coefficient de directivité C_d ([Ben-Menahem, 1961](#)) :

$$C_d = \frac{1}{1 - \frac{V_r}{c} \cos \theta} \quad (3.3)$$

La Figure 3.4 illustre l'influence de l'effet de directivité sur les spectres sources d'un séisme et l'amplification en C_d et C_d^2 entre une station non-directive et une station directive.

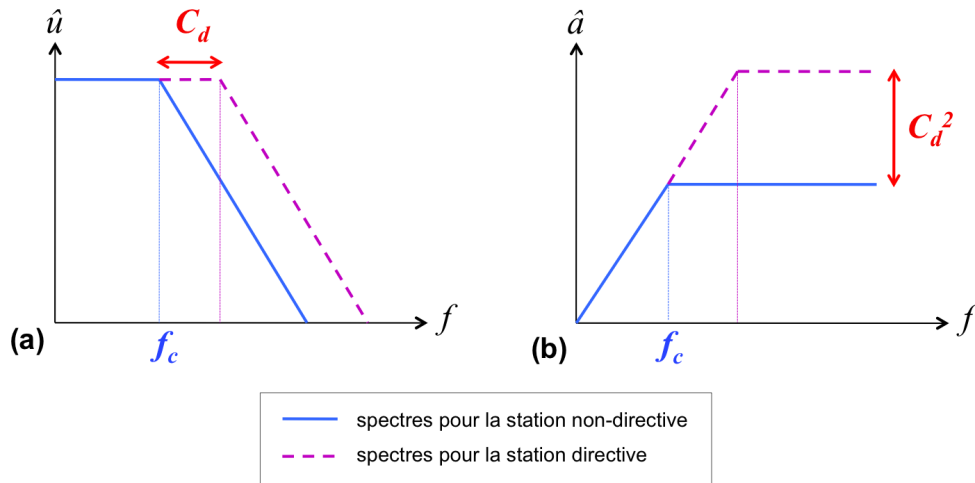


Figure 3.4. Schéma montrant l'effet de directivité et l'amplification par C_d et C_d^2 sur les spectres sources (a) en déplacement et (b) en accélération, pour une station non-directive (traits continus) et une station directive (traits en tirets) (d'après [Herrero \(1994\)](#)).

Comme montré par [Somerville et al. \(1997\)](#), la variation de la durée et de l'amplitude du signal observé à une station en fonction de sa position par rapport à la direction de propagation de la rupture se traduit par une grande variabilité des mouvements du sol avec une amplification des mouvements du sol pour les stations directives et une dé-amplification pour les stations anti-directives.

Dans le cas du séisme de L'Aquila, de nombreux modèles de source ont été proposés. Ces modèles sont basés soit sur l'inversion de données géodésiques seules (InSAR, [Atzori et al., 2009](#) ; GPS, [Cheloni et al., 2010](#)), soit sur des inversions jointes GPS-mouvements forts ([Cirella et al., 2009](#) ; [Scognamiglio et al., 2010](#)), GPS-DInSAR-mouvements forts ([Cirella et al., 2012](#)), télésismiques-mouvements forts ([Poiata et al., 2012](#)) ou encore l'inversion de données télésismiques-GPS-InSAR-mouvements forts ([Balestra et al., 2013 soumis](#)). Tous les modèles publiés par ces différents groupes sont d'accord sur la géométrie de la faille et la localisation de l'aspérité de glissement principal. Les modèles révèlent un processus de rupture complexe avec deux patches de glissement : un petit patch superficiel localisé environ à 3 km au-dessus de l'hypocentre et un grand patch plus profond localisé environ à 8 km au Sud-Est de l'hypocentre. La distribution du glissement montre donc qu'à partir de l'hypocentre la rupture semble s'être propagée à la fois vers le Nord-Est dans la direction "up-dip" et vers le Sud-Est dans la direction "along-strike". Ces résultats sont en accord avec l'analyse des fonctions source temporelles de [Pino & Di Luccio \(2009\)](#), mais également avec la distribution des mouvements forts enregistrés aux stations ([Akinci et al., 2010](#) ; [Ameri et al., 2011](#)) et la distribution des dommages ([Galli](#)

& Camassi, 2009) pour lesquels on observe une dépendance azimutale, les dommages les plus forts étant distribués dans une direction Nord-Ouest-Sud-Est avec une prédominance évidente vers le Sud-Est.

3.5 Réseau de stations accélérométriques RAN

Le choc principal et ses répliques ont été enregistrés par un grand nombre de stations du réseau accélérométrique italien ("*Rete Accelerometrica Nazionale*", RAN) (Gorini *et al.*, 2010), géré par le Département de la Protection Civile (DPC). Le Tableau 3.1 et la Figure 3.5 présentent les stations accélérométriques ayant enregistré à la fois le choc principal de L'Aquila et au moins une de ses principales répliques ($M_w \geq 4.1$) dans un rayon de 100 km autour de l'épicentre. Les sites sur lesquels reposent les stations sont classés selon l'Eurocode 8 (EC8) (CEN, 2004), basé sur les valeurs de $V_{S,30}$ (classe A > 800 m/s ; B = 360-800 m/s ; C = 180-360 m/s ; D < 180 m/s). Pour les stations du réseau RAN, la classification de site a été réalisée sur la base des informations géologiques et/ou des profils $V_{S,30}$ disponibles (Project S4 - Deliverable #10, 2010 ; <http://esse4.mi.ingv.it>).

Il est particulièrement intéressant de voir que des enregistrements ont été obtenus en champ proche par quatre stations (AQA, AQG, AQK et AQV) situées à l'intérieur de la projection en surface de la faille. Ces stations (surlignées en jaune dans le Tableau 3.1) appartiennent au réseau de la vallée de l'Aterno installé en 2001 par le DPC pour étudier les effets de site dus à la présence d'un bassin sédimentaire profond. Ce réseau est constitué au total de sept stations. Six stations (AQG, AQA, AQV, AQM, AQF et AQP) sont alignées dans une direction Nord-Est-Sud-Ouest, transverse à la vallée de l'Aterno, afin de déterminer la variabilité spatiale des mouvements du sol pour des conditions morphologiques et lithologiques différentes. La septième station (AQK) est installée quelques kilomètres au Sud-Est, près du centre ville de L'Aquila (Figure 3.5-b). Certaines stations appartenant au réseau de la vallée de l'Aterno présentent des effets d'amplification des mouvements du sol significatifs à des fréquences spécifiques. En particulier la station AQK, installée sur des sédiments Pleistocène (dépôts lacustres constitués de sables et conglomérats), est caractérisée par une fréquence fondamentale de résonance à environ 0.6 Hz reportée par plusieurs auteurs (*e.g.* De Luca *et al.*, 2005 ; Ameri *et al.*, 2009 ; Bindi *et al.*, 2009 ; Akinci *et al.*, 2010). Les stations AQV, AQA et AQG, installées sur des dépôts alluviaux Quaternaires, présentent respectivement des amplifications à 2.5 Hz, 9.5 Hz et dans une large bande de fréquence entre 2 et 6 Hz.

Code	Localité	Lat. (°N)	Long. (°E)	Alt. (m)	EC8	d _{épi} (km)	az. (°)	#séisme
AQA	L'Aquila, F. Aterno	42.3755	13.3393	693	B	4.6	5	M , 7, 8, 9, 10, 11
AQG	L'Aquila, Colle Grilli	42.3735	13.3370	721	B	4.4	3	M , 1, 4, 5, 6, 8, 9, 10, 11, 12
AQK	L'Aquila, Aquilparking	42.3450	13.4009	726	B	5.6	77	M , 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12
AQV	L'Aquila, Centro valle	42.3772	13.3439	692	B	4.9	10	M , 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12
ANT	Antrodoco	42.4181	13.0786	568	A*	23.0	294	M , 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 11, 12
AVZ	Avezzano	42.0274	13.4259	746	C	34.9	167	M , 1, 3, 4, 5, 6, 8, 9, 11, 12
CHT	Chieti	42.3698	14.1478	109	B	67.0	89	M , 3, 5, 6, 7, 8, 9, 11, 12
CLN	Celano	42.0852	13.5207	803	A*	31.6	151	M , 1, 3, 4, 5, 8, 11
CSO1	Carsoli	42.1009	13.0881	712	A*	33.5	218	M , 4, 5, 8, 9, 11
FMG	Fiamignano	42.2680	13.1172	1071	A*	19.3	248	M , 1, 2, 4, 5, 6, 8, 9, 11, 12
GSA	Gran Sasso (Assergi)	42.4207	13.5194	1062	B	18.0	55	M , 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12
GSG	Gran Sasso (Galleria)	42.4600	13.5500	1200	A*	22.6	47	M , 5, 9, 10, 11, 12
LSS	Leonessa (Nuova)	42.5582	12.9689	1065	A*	39.0	310	M , 1, 3, 4, 5, 8, 11, 12
MMP	Mompeo	42.2485	12.7485	474	A*	49.1	259	M , 1, 4, 5, 8, 11, 12
MTR	Monte reale	42.5240	13.2448	975	A*	22.4	341	M , 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 11
ORC	Ortucchio (Nuova)	41.9536	13.6423	732	A*	49.3	149	M , 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 11, 12
SBC	Subiaco	41.9132	13.1055	680	A*	50.4	206	M , 5
SPC	Spoletto (Cantina)	42.7435	12.7397	134	C*	66.7	313	M , 1, 3, 5, 8, 11, 12
SPO	Spoletto	42.7336	12.7406	476	A*	65.9	310	M , 1, 3, 5, 7, 8, 11
SUL	Sulmona	42.0890	13.9340	556	C*	56.4	119	M , 3, 4, 5, 8, 11, 12

Tableau 3.1. Stations accélérométriques du réseau RAN ayant enregistré à la fois le choc principal de L'Aquila (#M) et au moins une de ses 12 principales répliques $M_w \geq 4.1$ (#1,2,3,...) dans un rayon de 100 km autour de l'épicentre. Les classes de site EC8 ont été attribuées pour chaque station soit par mesure directe de $V_{S,30}$ soit sur la base des informations géologiques disponibles en l'absence de valeurs de $V_{S,30}$ (noté *) (Project S4 - Deliverable #10, 2010; <http://esse4.mi.ingv.it>). $d_{épi}$ et az sont respectivement les valeurs de distance épicentrale et d'azimut des stations pour le choc principal de L'Aquila. Les stations accélérométriques appartenant au réseau de la vallée de l'Aterno sont surlignées en jaune.

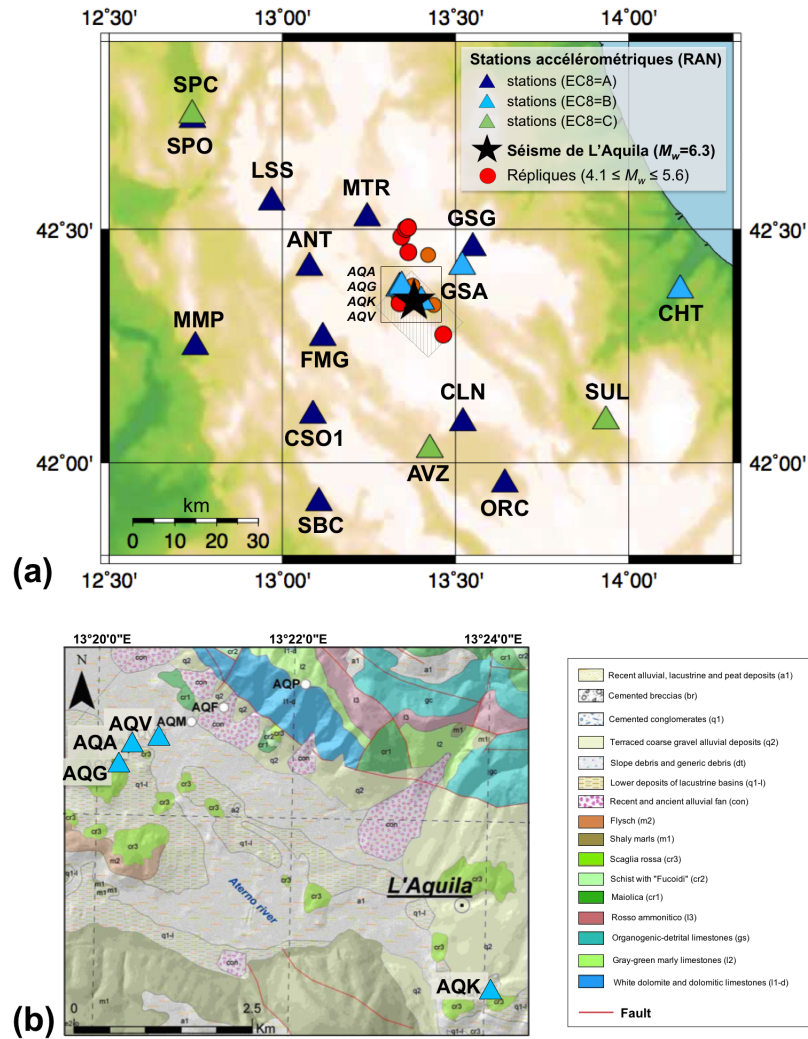


Figure 3.5. (a) Distribution des stations accélérométriques (triangles) du réseau RAN ayant enregistré à la fois le choc principal de L'Aquila $M_w = 6.3$ (étoile noire) et au moins une de ses principales répliques ($M_w \geq 4.1$) (ronds rouges) dans un rayon de 100 km autour de l'épicentre. Les couleurs des triangles indiquent la classe de site EC8 à laquelle appartiennent chaque station ; (b) Localisation des stations accélérométriques du réseau de la vallée de l'Aterno sur la carte géologique de L'Aquila (carte géologique d'Italie échelle 1 : 100.000, Ferville 139 "L'Aquila").

3.6 Choix du petit séisme utilisé comme fonction de Green empirique

Parmi la séquence de répliques qui a suivi le choc principal de L'Aquila du 6 avril 2009 (01h32m, $M_w = 6.3$), de nombreux enregistrements ont été rendus disponibles via internet

par la base de données italienne de mouvement fort ITACA ("*Italian ACcelerometric Archive*", Luzzi *et al.*, 2008 ; Pacor *et al.*, 2011 ; <http://itaca.mi.ingv.it>). Le Tableau 3.2 et la Figure 3.6 présentent les 12 principales répliques ($4.1 \leq M_w \leq 5.6$) potentiellement utilisables comme fonctions de Green empiriques dans la méthode de simulation. Les coordonnées hypocentrales des répliques sont issues des bulletins INGV-CNT ("*Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - Centro Nazionale Teremoti*", <http://cnt.rm.ingv.it>). Les coordonnées du choc principal ont été réévaluées par l'INGV en utilisant les données des réseaux national, régional et temporaire (INGV, 2009). Les mécanismes au foyer du choc principal et des répliques sont extraits de RCMT ("*Regional Centroid Moment Tensors*" ; <http://www.bo.ingv.it/RCMT/> ; Pondrelli *et al.*, 2010).

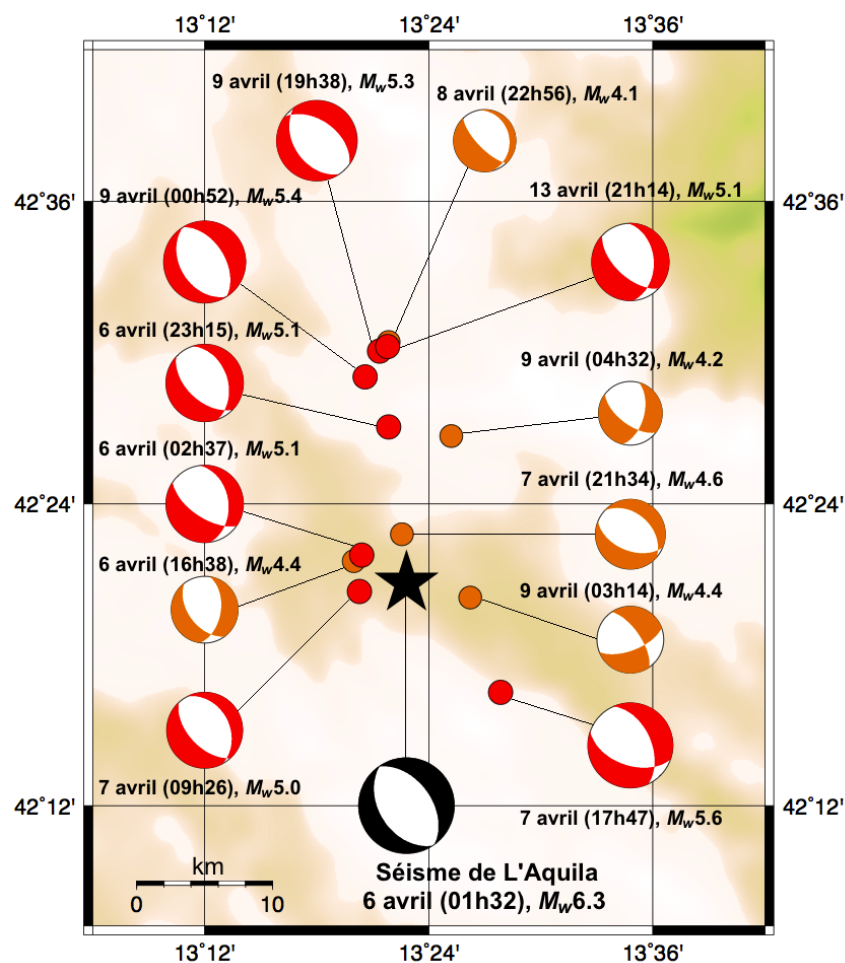


Figure 3.6. Localisation et mécanisme au foyer du choc principal de L'Aquila (en noir) et de ses 12 principales répliques ($4.1 \leq M_w \leq 4.6$ en orange ; $5.0 \leq M_w \leq 5.6$ en rouge).

#séisme	Date*	Heure (UTC)*	Lat. (°N)*	Long. (°E)*	H (km)*	M_w^+	St. (°) ⁺	Dip (°) ⁺	Rk. (°) ⁺	Nb. stat.
M	06/04/2009	01 :32 :39	<i>42.348</i>	<i>13.380</i>	<i>9.5</i>	6.3	147	43	-88	20
1	06/04/2009	02 :37 :04	42.366	13.340	10.1	5.1	124	62	-118	11
2	06/04/2009	16 :38 :09	42.362	13.333	10.2	4.4	143	50	-123	6
3	06/04/2009	23 :15 :37	42.451	13.364	8.6	5.1	133	53	-108	12
4	07/04/2009	09 :26 :28	42.342	13.338	10.2	5.0	137	56	-99	13
5	07/04/2009	17 :47 :37	42.275	13.464	15.1	5.6	109	51	-124	19
6	07/04/2009	21 :34 :29	42.380	13.376	7.4	4.6	112	51	-103	10
7	08/04/2009	22 :56 :50	42.507	13.364	10.2	4.1	136	71	-102	9
8	09/04/2009	00 :52 :59	42.484	13.343	15.4	5.4	148	40	-90	18
9	09/04/2009	03 :14 :52	42.338	13.437	18	4.4	326	66	-29	12
10	09/04/2009	04 :32 :44	42.445	13.420	8.1	4.2	127	62	-139	5
11	09/04/2009	19 :38 :16	42.501	13.356	17.2	5.3	146	43	-75	19
12	13/04/2009	21 :14 :24	42.504	13.363	7.5	5.1	133	59	-116	14

Tableau 3.2. Localisation, magnitude et mécanisme au foyer du choc principal de L'Aquila (surligné en rose) et de ses 12 principales répliques ($M_w \geq 4.1$). Les valeurs de coordonnées hypocentrales sont issues des bulletins INGV-CNT (noté *) et de [INGV \(2009\)](#) (en italique). Les valeurs de magnitudes de moment M_w et de mécanismes au foyer (Strike(°)/Dip(°)/Rake(°)) sont issues de RCMT-INGV (noté ⁺). La dernière colonne indique le nombre de stations accélérométriques RAN (en commun avec le choc principal) ayant enregistré le séisme dans un rayon de 100 km. La réplique du 7 avril 2009 (09h26m, $m_w = 5.0$) (surlignée en bleu) est choisie comme fonction de Green empirique pour la simulation du choc principal.

Pour la simulation du choc principal de L'Aquila ($M_w = 6.3$), nous avons choisi d'utiliser comme fonction de Green empirique la réplique du 7 avril 2009 (09h26m, $m_w = 5.0$) (surlignée en bleu dans le Tableau 3.2). En effet ce séisme satisfait toutes les conditions de sélection d'une FGE :

- la réplique du 7 avril 2009 (09h26m, $m_w = 5.0$) et le choc principal ont a peu près la même localisation hypocentrale, avec une distance d'environ 2 km entre les deux épicentres et une petite différence de profondeur de 0,7 km ;
- les deux séismes présentent des mécanismes au foyer en faille normale similaires ;
- cette réplique a été enregistrée avec un bon rapport signal-sur-bruit par un nombre satisfaisant de stations accélérométriques (13 en commun avec le choc principal) et avec une bonne couverture azimutale permettant d'étudier en détail l'effet de directivité du processus de rupture du séisme cible ;
- de plus la réplique du 7 avril 2009 ne présente pas d'effet de directivité marqué.

3.7 Détermination des paramètres d'entrée

Les paramètres d'entrée nécessaires à l'utilisation du code *Simulstoch* sont présentés dans le Tableau 3.3. La magnitude de moment du séisme cible $M_w = 6.3$ (correspondant à un moment sismique $M_0 = 3.69 \times 10^{18} (N.m)$) et la magnitude de moment $m_w = 5.0$ ($m_0 = 3.16 \times 10^{16} (N.m)$) de la réplique du 7 avril 2009 (09h26m) choisie comme fonction de Green empirique sont issues de RCMT-INGV (Pondrelli *et al.*, 2010). La fréquence coin $f_c = 0.60 \pm 0.06 (Hz)$ de la FGE a été déterminée à partir de l'analyse des spectres de Fourier en déplacement.

séisme cible	M_w	$M_0(N.m)$	$F_c(Hz)$
choc principal de L'Aquila, 6 avril 2009 (01h32m)	6.3*	3.69×10^{18}	0.15 ⁺
fonction de Green empirique	m_w	$m_0(N.m)$	$f_c(Hz)$
réplique, 7 avril 2009 (09h26m)	5.0*	3.16×10^{16}	0.60**

Tableau 3.3. Paramètres d'entrée nécessaires à l'utilisation du code *Simulstoch* pour la simulation d'un séisme cible $M_w = 6.3$ à partir d'un séisme $m_w = 5.0$ utilisé comme FGE. Le moment sismique du séisme cible M_0 , le moment sismique m_0 et la fréquence coin f_c de la FGE sont des paramètres d'entrée fixes. * issues de RCMT-INGV ; ** déterminée à partir de l'analyse des spectres de Fourier en déplacement ; ⁺ déduite de la durée de rupture du choc principal (Cirella *et al.*, 2009 ; Pino & Di Luccio, 2009).

Afin de nous placer dans un vrai contexte de simulation en aveugle, pour lequel le choc principal n'a pas encore eu lieu, nous suivons l'approche développée dans le chapitre précédent qui consiste à prendre en compte une incertitude sur le paramètre de rapport des chutes de contrainte C . Pour un séisme en faille normale de magnitude $M_w = 6.3$, les relations empiriques de [Wells & Coppersmith \(1994\)](#), [Mai & Beroza \(2000\)](#) et [Blaser et al. \(2010\)](#) nous fournissent des estimations de longueur de rupture L comprises entre 13 km et 30 km. En faisant l'hypothèse d'un modèle de source linéaire avec une propagation unilatérale de la rupture, pour une vitesse de rupture V_r entre 2.8 et 3.2 km/s nous obtenons des valeurs de durée de rupture T_c comprises entre 4 et 10.7 secondes. Nous en déduisons une gamme possible de valeurs du paramètre C entre $C = 0.45$ et $C = 7.97$ pour la simulation d'un séisme cible $M_w = 6.3$ à partir d'un séisme $m_w = 5.0$ ($f_c = 0.6\text{Hz}$) utilisé comme FGE.

C	N^2	$F_c(\text{Hz})$	$T_c(\text{s})$
7.97	6	0.24	4.08
5.17	8	0.21	4.71
3.70	10	0.19	5.27
2.82	12	0.17	5.77
2.23	14	0.16	6.24
1.83	16	0.15	6.67
1.53	18	0.14	7.07
1.22	21	0.13	7.64
0.94	25	0.12	8.33
0.68	31	0.11	9.28
0.45	41	0.09	10.67

Tableau 3.4. Valeurs du paramètre de rapport des chutes de contrainte C (en accord avec la condition de N^2 entier) choisies entre les bornes $[0.45\ 7.97]$ pour la simulation d'un séisme cible $M_w = 6.3$ à partir d'un séisme $m_w = 5.0$ ($f_c = 0.6\text{Hz}$) utilisé comme FGE. F_c et T_c sont les valeurs correspondantes de fréquence coin et de durée de rupture du séisme cible. En rouge : paramètres correspondant au choc principal de L'Aquila, déduits de la valeur de durée de rupture $T_c = 6.5(\text{s})$ déterminée par [Cirella et al. \(2009\)](#) et [Pino & Di Luccio \(2009\)](#).

Au total, 36 valeurs du paramètre C (en accord avec la condition de N^2 entier) sont possibles entre les bornes $[0.45\ 7.97]$ que nous venons de définir. Cependant, seules 11 valeurs de ce paramètre sont sélectionnées pour la simulation du séisme cible $M_w = 6.3$ (Tableau 3.4). Ces valeurs sont choisies de telle manière que la distribution des $\log_{10}(C)$ suive une distribution normale (Figure 3.7-a et -b), permettant d'obtenir en retour des distributions lognormales des paramètres des mouvements du sol issus de nos simulations. En utilisant successivement comme paramètre d'entrée les 11 valeurs de C sélectionnées entre les bornes $[0.45\ 7.97]$, nous générons un ensemble de 5500 simulations différentes pour chaque station et chaque composante (500

simulations différentes par valeur de C). A partir des Figures 3.7-c et -d, nous pouvons observer que la distribution des 5500 valeurs de $\log_{10}(PGA)$ obtenue pour la station CSO1 (composante Est-Ouest) suit bien une distribution normale.

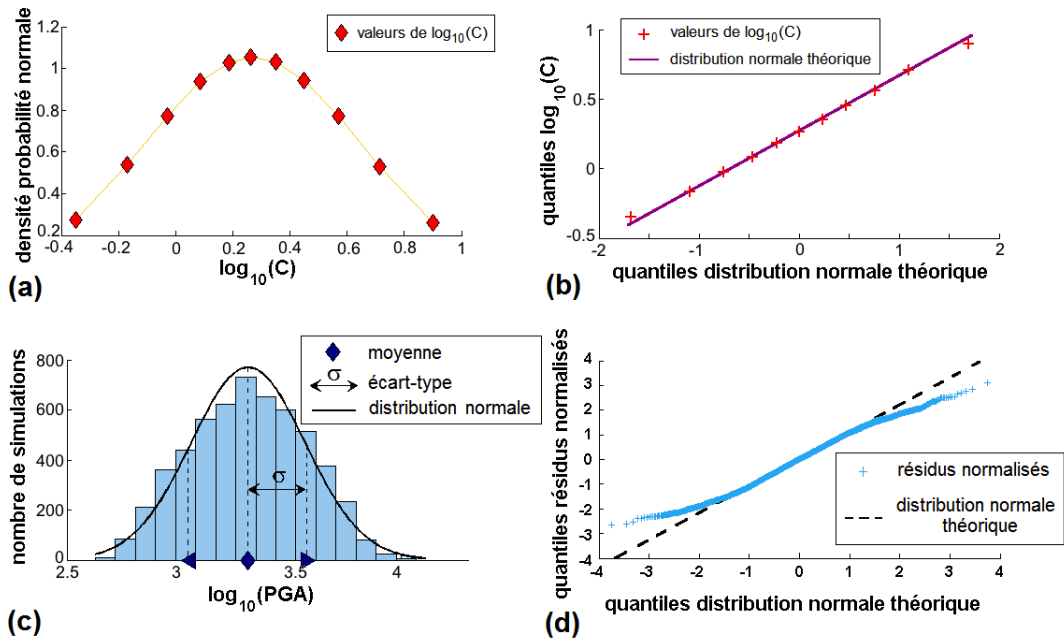


Figure 3.7. (a) Fonction de densité de probabilité normale des $\log_{10}(C)$ pour les 11 valeurs du paramètre C sélectionnées pour la simulation entre les bornes $[0.45 \ 7.97]$; (b) Test de normalité "quantile-quantile" appliqué à la distribution des $\log_{10}(C)$; (c) Histogramme de la distribution des valeurs de $\log_{10}(PGA)$ obtenues à partir de 5500 simulations du séisme cible $M_w = 6.3$, en utilisant les 11 valeurs du paramètre C sélectionnées entre les bornes $[0.45 \ 7.97]$; (d) Test de normalité "quantiles-quantile" appliqué à la distribution des résidus normalisés. Données utilisées : station CSO1, composante Est-Ouest.

Notons que des valeurs de durée de rupture ont été déterminées pour le choc principal de L'Aquila. Dans l'étude de [Cirella et al. \(2009\)](#), la durée de rupture du séisme est estimée à 6.5 secondes. Cette valeur est en accord avec l'analyse des fonctions sources temporelles réalisée par [Pino & Di Luccio \(2009\)](#) où une valeur de 6.5 secondes est obtenue pour les stations non-directives. En utilisant l'approximation qui relie la fréquence coin d'un séisme à sa durée de rupture ($F_c = 1/T_c$), nous obtenons une valeur de fréquence coin $F_c = 0.15(Hz)$ pour le choc principal de L'Aquila, ce qui nous permet de déduire une estimation du paramètre de rapport des chutes de contrainte $C = 1.83$. Cette valeur correspond justement à la valeur centrale de la distribution des paramètres C choisie pour la simulation (en rouge dans le Tableau 3.4), au premier abord nous nous attendons donc à une bonne reproduction des paramètres des mouvements du sol observés lors du séisme de L'Aquila par les valeurs médianes des simulations

(cf. section 2.7). Cependant, contrairement au cas du séisme des Saintes étudié précédemment, le paramètre $C = 1.83$ ne sera pas forcément celui qui donne la meilleure opportunité de reproduire les enregistrements du choc principal de L'Aquila pour toutes les stations à cause de l'effet de directivité du processus de rupture.

3.8 Résultats des simulations et comparaison avec les données réelles

A partir des paramètres d'entrée que nous venons de définir (Tableau 3.3) et avec la prise en compte d'une incertitude sur le paramètre de rapport des chutes de contrainte C (Tableau 3.4), nous générons pour chaque station et chaque composante un ensemble de 5500 simulations différentes du séisme cible $M_w = 6.3$, en utilisant les enregistrements du séisme du 7 avril 2009 (09h26m) $m_w = 5.0$ comme FGE. Afin de valider notre approche en aveugle, les résultats des simulations peuvent maintenant être comparés aux mouvements du sol réellement enregistrés lors du choc principal de L'Aquila (Figure 3.8). Notons que le contenu fréquentiel du petit séisme utilisé comme FGE étant dominé par le bruit à basses fréquences, les résultats des simulations sont filtrés passe-haut à 0.1 (Hz) et le même traitement est appliqué aux données du choc principal de L'Aquila afin de pouvoir les comparer directement.

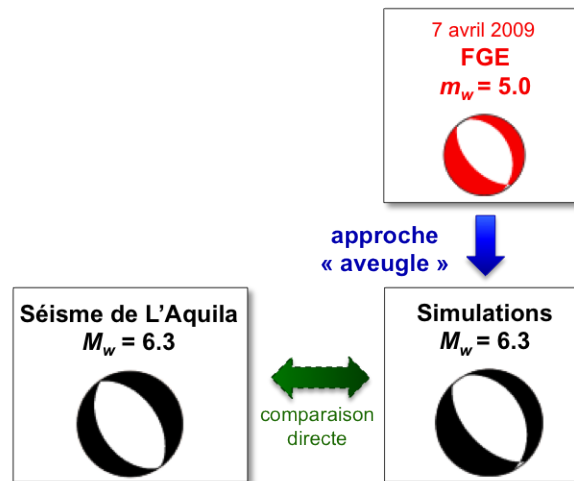


Figure 3.8. Le séisme du 7 avril 2009 ($m_w = 5.0$) est utilisé comme fonction de Green empirique pour produire des simulations des mouvements du sol de séismes $M_w = 6.3$ en appliquant l'approche de simulation en aveugle développée dans le chapitre 2. Les résultats des simulations sont ensuite comparés directement aux mouvements du sol enregistrés lors du choc principal de L'Aquila $M_w = 6.3$.

La Figure 3.10 présente un échantillon de 3 accélérogrammes synthétiques pour $C = 1.83$ (en bleu) comparé aux accélérogrammes enregistrés par chacune des 13 stations lors du choc principal de L'Aquila (en noir). Comparées aux enregistrements réels, nous pouvons observer que les simulations sont bonnes à la fois en amplitude et en durée, excepté pour les stations directives CLN, ORC et SUL pour lesquelles les simulations sous-estiment les accélérations réellement enregistrées.

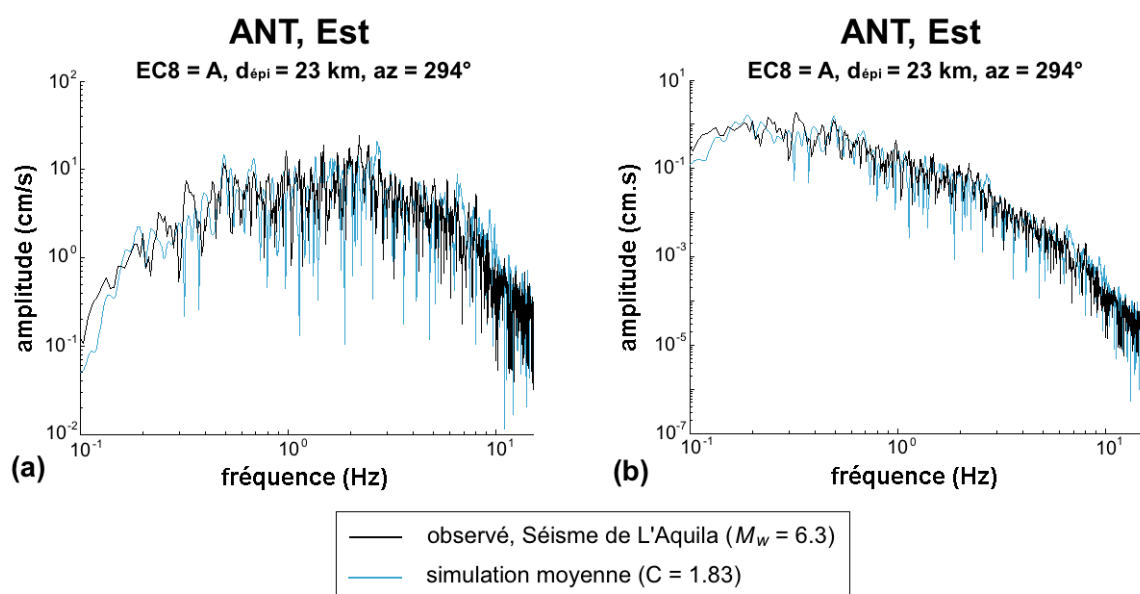


Figure 3.9. Spectres de Fourier (a) en accélération et (b) en déplacement, calculés pour la station ANT (composante Est-Ouest) à partir de l'enregistrement du séisme de L'Aquila $M_w = 6.3$ (en noir) comparé à la simulation moyenne pour $C = 1.83$ (en bleu).

La Figure 3.9 permet quant à elle de vérifier que nos simulations sont réalistes sur une large bande fréquence. En effet, nous pouvons voir que les spectres de Fourier calculés à partir de l'enregistrement du séisme de L'Aquila à la station ANT (composante Est-Ouest) sont assez bien reproduits par la simulation moyenne (pour $C = 1.83$) à la fois en accélération (Figure 3.9-a) et en déplacement (Figure 3.9-b).

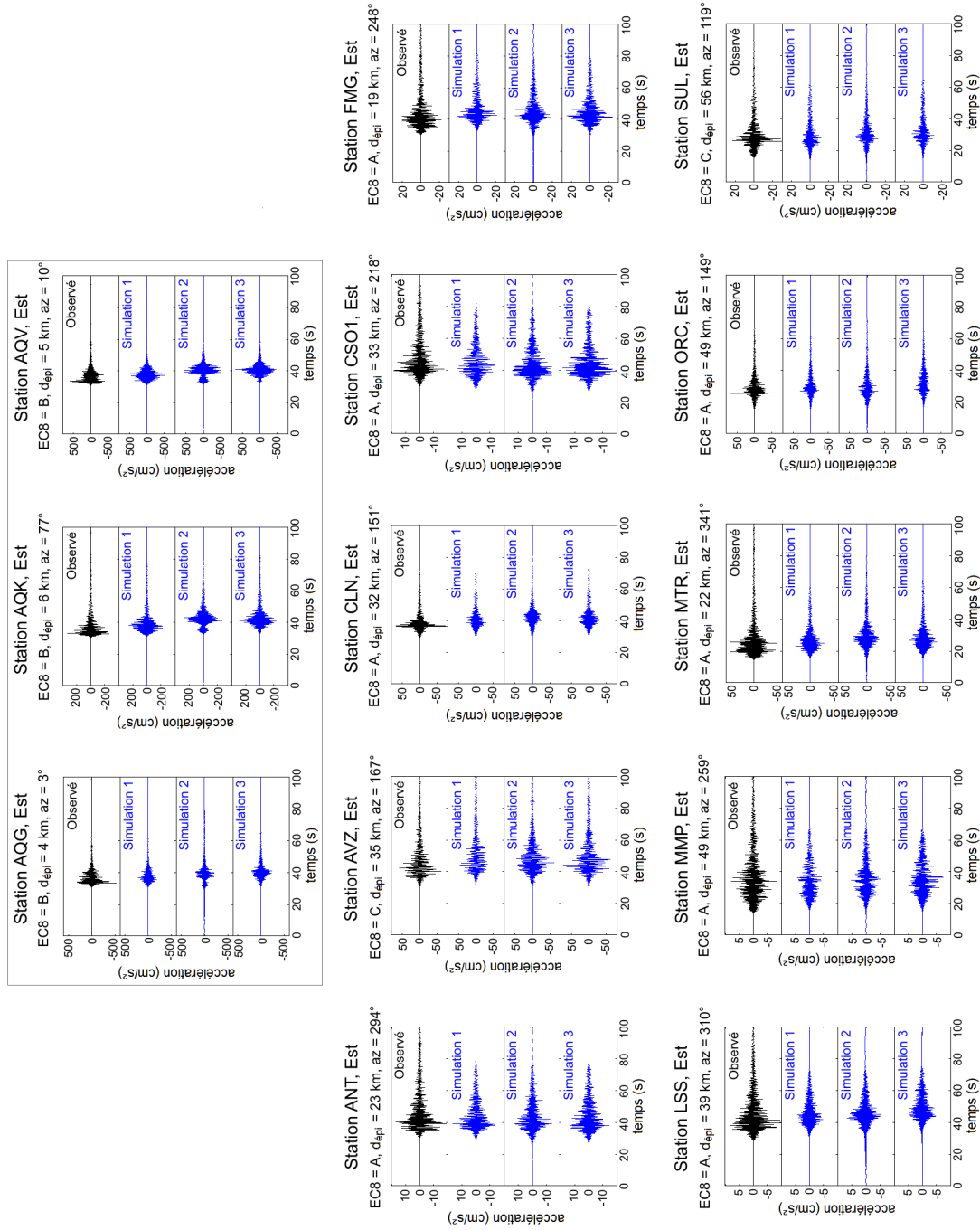


Figure 3.10. Comparaison entre les accélérogrammes enregistrés lors du séisme de L'Aquila $M_w = 6.3$ du 6 avril 2009 (en noir) et un échantillon de trois accélérogrammes synthétiques pour $C = 1.83$ (en bleu) pour chacune des 13 stations disponibles, composante Est-Ouest.

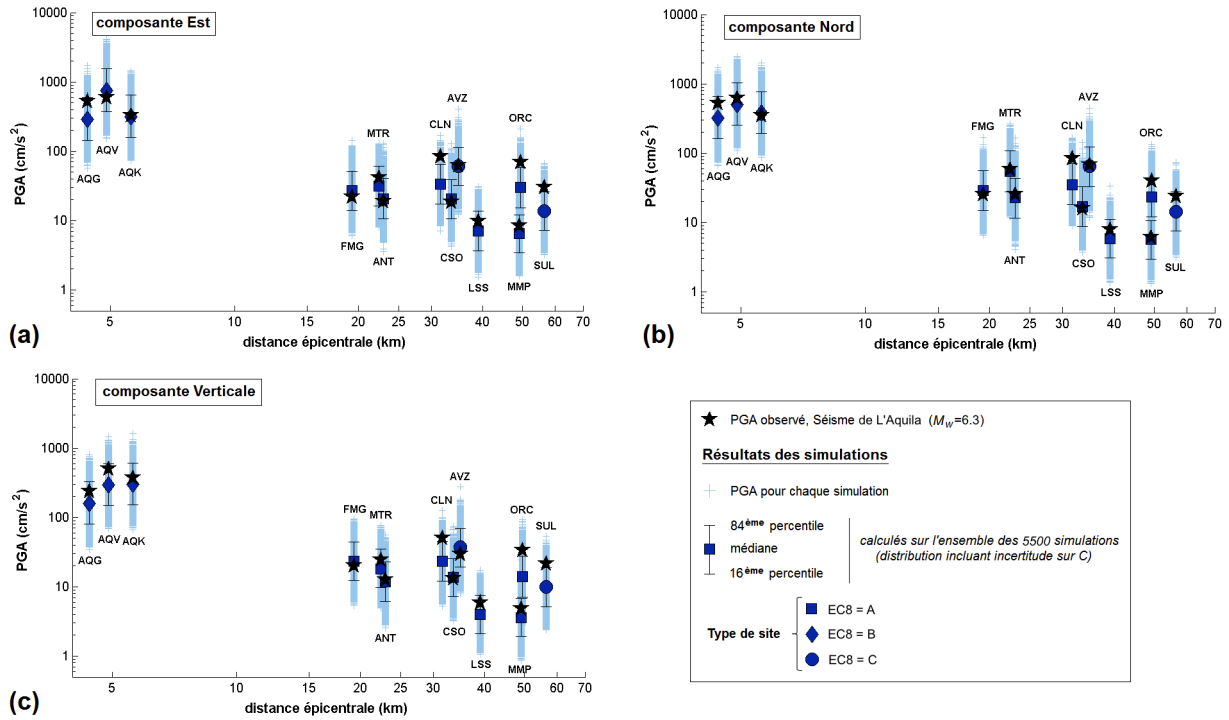


Figure 3.11. Valeurs de PGA observées pour le choc principal de L'Aquila $M_w = 6.3$ (étoiles noires) en fonction de la distance épacentrale, comparées aux valeurs de PGA obtenues à partir des 5500 simulations du séisme cible $M_w = 6.3$ (en bleu) pour chaque station et pour les composantes (a) Est-Ouest, (b) Nord-Sud et (c) Verticale. Les valeurs médianes ainsi que les 16^{ème} et 84^{ème} percentiles sont calculés à partir de la distribution des 5500 valeurs de PGA incluant une incertitude sur le paramètre C .

Si nous comparons les valeurs de PGA observées lors du séisme de L'Aquila et celles obtenues à partir des simulations pour les trois composantes (Figure 3.11), nous obtenons dans l'ensemble un très bon accord entre les valeurs réelles (étoiles noires) et les valeurs médianes calculées à partir de la distribution des 5500 valeurs de PGA extraites des simulations (en bleu). Nous pouvons notamment attirer l'attention sur les résultats obtenus à la station AVZ, localisée sur des dépôts alluviaux profonds et subissant un effet de site lithologique (Bindi *et al.*, 2009) très bien reproduit par les simulations pour les composantes horizontales. Seuls les PGA enregistrés aux stations CLN, ORC et SUL sont sous-estimés par les valeurs médianes des simulations. Les valeurs observées à ces trois stations correspondent plutôt aux 84^{ème} percentiles des simulations. Ce résultat peut s'expliquer par le fait que le séisme de L'Aquila présente un effet de directivité du processus de rupture vers le Sud-Est qui affecte fortement les enregistrements de ces stations orientées dans la direction de propagation de la rupture, se traduisant par une forte amplification des mouvement du sol. Par exemple, la station directive CLN présente une valeur de PGA cinq fois plus grande que la station non-directive CSO1 localisée à la même distance épacentrale. Il en est de même pour la station directive ORC qui a enregistré une valeur de PGA huit fois plus

grande que la station non-directive MMP. Notons cependant qu'en dehors de cet effet de source non reproduit directement par les valeurs médianes des simulations, les simulations prennent en compte une différence d'amplitude assez importante entre les deux stations au rocher ORC et MMP situées à la même distance épicentrale. Cette observation est probablement due à des effets d'atténuation différents lors de la propagation des ondes sismiques entre la source et ces deux stations, ou à un effet de site non pris en compte par la classification EC8 pour la station ORC. De plus, théoriquement la méthode de simulation FGE que nous utilisons n'est pas appropriée pour les sites en champ proche. Cependant, nous pouvons observer pour les stations AQG, AQV et AQK que les résultats des simulations en terme de *PGA* sont en bon accord avec les valeurs observées lors du séisme de L'Aquila pour les trois composantes. Ces trois stations appartiennent au réseau de la vallée de l'Aterno situé à l'intérieur de la projection en surface de la faille, sur le "hanging-wall side" de la faille. Elles ont enregistré des valeurs de *PGA* entre 350 et 650 cm/s², la plus grande valeur est obtenue pour la composante Nord-Sud de la station AQV. Ces fortes valeurs de *PGA* sont probablement dues à la combinaison d'effets de source et de site dont il est difficile de séparer les contributions individuelles, notamment pour la station AQK qui présente une valeur de *PGA* pour la composante verticale plus forte que celles des composantes horizontales (Ameri *et al.*, 2009 ; Akinci *et al.*, 2010).

Les résultats des simulations peuvent également être analysés en terme de spectres de réponse en accélération (Figure 3.12). A partir des accélérogrammes synthétiques, nous calculons les spectres de réponse élastiques (avec 5% d'amortissement critique), pour chaque station et chaque composante. Les valeurs médianes et les 16^{ème} et 84^{ème} percentiles sont calculés sur l'ensemble des 5500 simulations du séisme cible $M_w = 6.3$, incluant une incertitude sur le paramètre C . La comparaison entre les spectres de réponse calculés à partir des enregistrements du séisme de L'Aquila (en noir) et ceux obtenus à partir des simulations (en rose) montre que les mouvements du sol réellement observés sont assez bien reproduits par nos simulations, y compris pour les stations en champ proche AQG, AQV et AQK (encadrées en haut à droite de la Figure 3.12). Dans l'ensemble, les valeurs réelles d'accélérations spectrales restent toujours contenues entre les 16^{ème} et 84^{ème} percentiles des simulations. Comme pour l'étude du *PGA*, les valeurs médianes d'accélérations spectrales obtenues à partir des simulations sous-estiment les valeurs observées pour les stations directives CLN, ORC et SUL. De plus il apparaît que la forme des spectres de réponse n'est pas toujours bien prise en compte par les simulations (par exemple pour la station CLN) et certains pics peuvent être décalés en période (par exemple pour la station ORC).

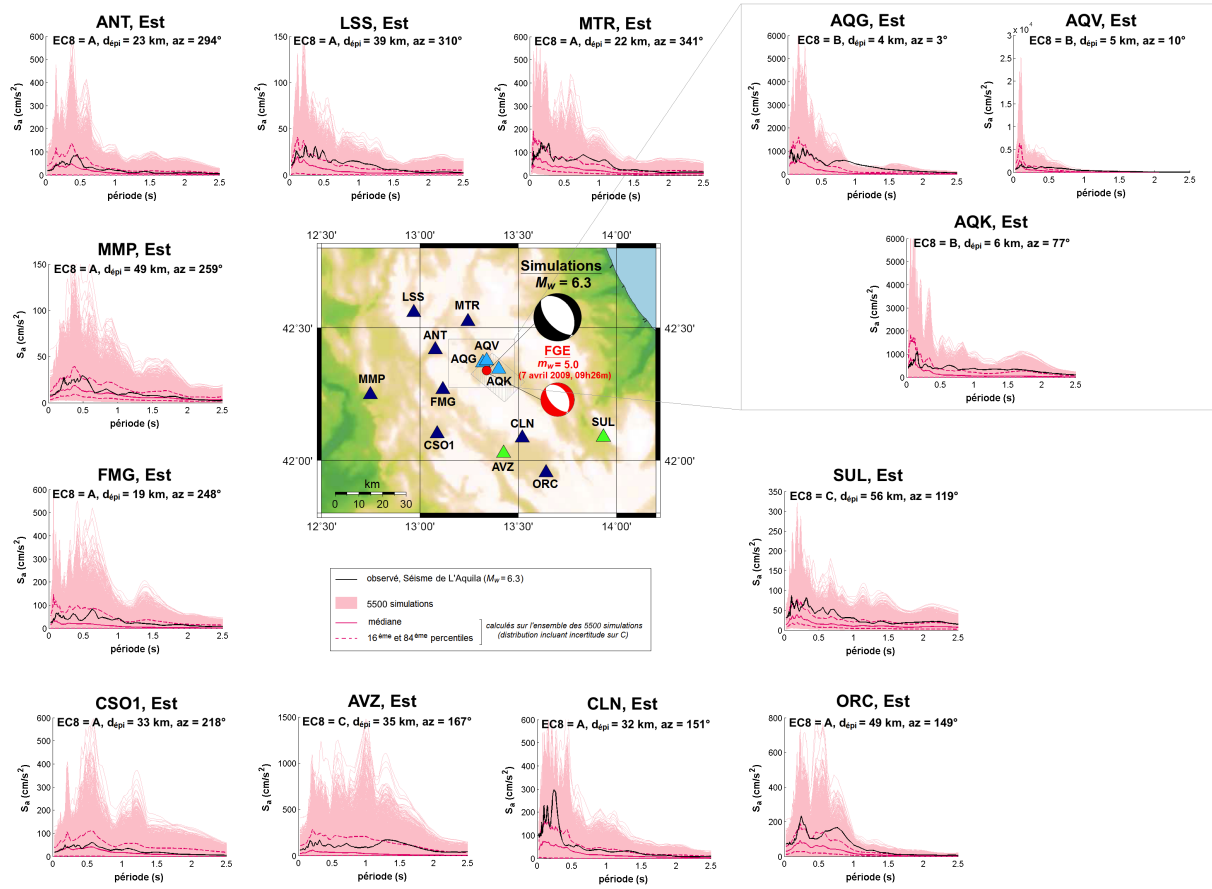


Figure 3.12. Spectres de réponse en accélération (5% d'amortissement critique) calculés à partir des enregistrements du séisme de L'Aquila (en noir) comparés aux 5500 spectres de réponse obtenus à partir des simulations (en rose) pour chaque station (composante Est-Ouest). La médiane et les 16^{ème} et 84^{ème} percentiles sont calculés sur l'ensemble des 5500 simulations (distribution incluant une incertitude sur le paramètre C).

Maintenant, si nous regardons les résultats des simulations sous la forme de sismogrammes (Figure 3.15), nous pouvons tout d'abord observer que pour les stations AQG, AQK et AQV, les amplitudes des mouvements du sol obtenues à partir des enregistrements du séisme de L'Aquila (en noir) sont sous-estimées par les simulations (en vert), contrairement aux données en accélération étudiées précédemment. Une étude plus détaillée de ces enregistrements en vitesse révèle que les stations AQG et AQV présentent de forts pulses de courte durée au début des enregistrements et plus largement sur la station AQV avec un PGV excédant 40 cm/s. Ces pulses semblent être dus à la propagation de la rupture dans la direction "up-dip" vers ces deux sites localisés directement sur le "hanging-wall side" de la faille (Ameri *et al.*, 2009 ; Akinci *et al.*, 2010). Ces pulses de directivité en champ proche ne sont bien sûr pas reproduits par les simulations, ce qui se répercute sur les valeurs de PGV (Figure 3.13). Comme pour l'étude du PGA , les résultats obtenus pour les stations non-directives et anti-directives ANT, AVZ, CSO1,

FMG et MMP présentent un bon accord entre les valeurs de PGV issues des données réelles (étoiles noires) et les valeurs médianes calculées à partir de la distribution des 5500 valeurs de PGV extraites des simulations (en vert). Tandis que pour les stations directives CLN, ORC et SUL, les simulations sous-estiment les valeurs observées. Notons cependant que pour les stations LSS et MTR, les valeurs médianes des simulations sous-estiment les valeurs réelles de PGV de manière un peu plus accentuée que pour les PGA .

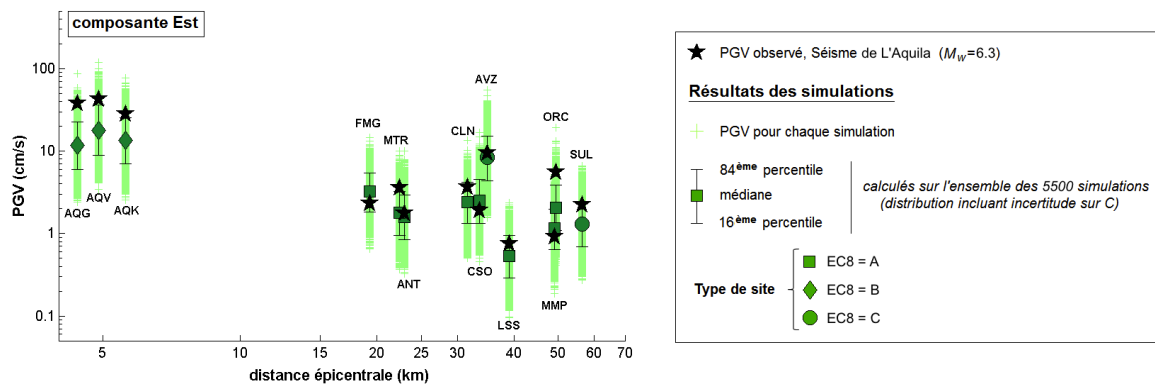


Figure 3.13. Même légende que la Figure 3.11 pour le PGV , composante Est-Ouest.

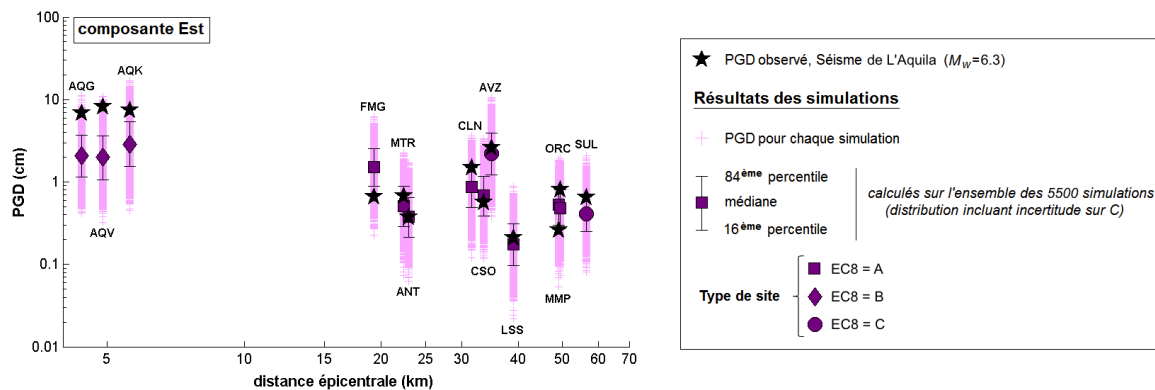


Figure 3.14. Même légende que la Figure 3.11 pour le PGD , composante Est-Ouest.

L'analyse des résultats en déplacement (Figures 3.16 et 3.14) nous amène aux mêmes conclusions pour l'ensemble des stations. Notons que les pulses de vitesse présents sur les enregistrements des stations AQG et AQV s'observent également très bien en déplacement, mais ne sont pas reproduits pas les simulations avec une claire sous-estimation des déplacements.

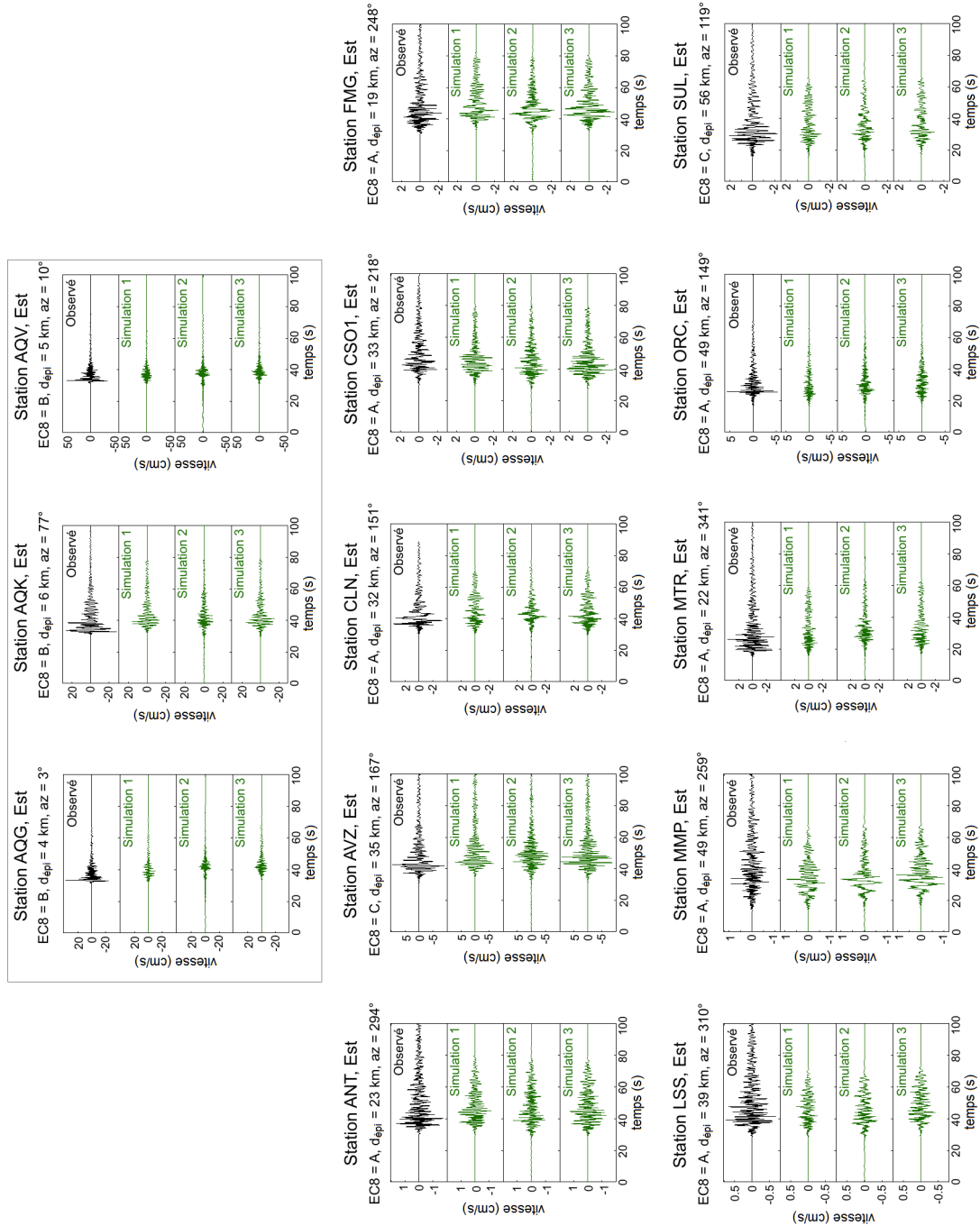


Figure 3.15. Meme légende que la Figure 3.10 pour les sismogrammes, composante Est-Ouest.

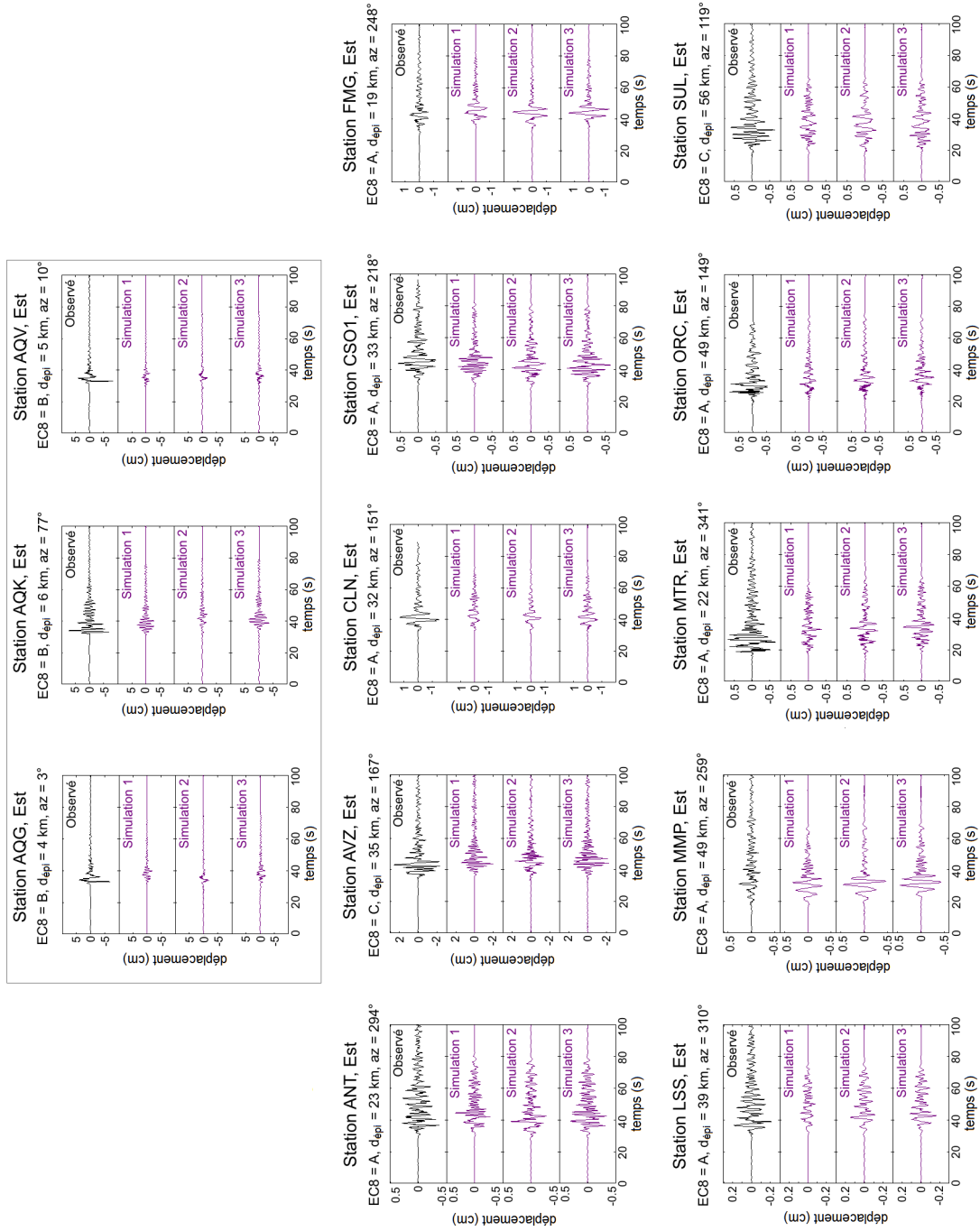


Figure 3.16. Même légende que la Figure 3.10 pour les déplacements, composante Est-Ouest.

Comme nous venons de le voir lors de la description et de la comparaison des résultats avec les données réelles, le séisme de L'Aquila présente un effet de directivité du processus de rupture qui rend l'interprétation des résultats difficile. La durée de rupture du séisme de L'Aquila ($T_c = 6.5s$), correspond à la valeur centrale ($C = 1.83$) de la distribution des paramètres C choisis pour la simulation, ce qui entraîne pour les stations directives une sous-estimation des valeurs réelles des mouvements du sol par les valeurs médianes des simulations. Afin de mieux comprendre comment l'effet de directivité d'un séisme cible peut être pris en compte dans la méthode de simulation stochastique point source que nous utilisons, nous allons présenter les résultats sous un autre angle avec l'introduction du paramètre C_a :

$$C_a = \left(\frac{T_c}{T_a} \right)^3 \cdot C \quad (3.4)$$

La Figure 3.17-a représente pour chaque station la valeur du paramètre C_a nécessaire pour reproduire au mieux les valeurs de PGA enregistrées lors du séisme de L'Aquila. Le paramètre C_a étant lié à la durée de rupture apparente T_a , nous pouvons également représenter la distribution des valeurs de durée de rupture apparente déduites pour chaque stations à partir des résultats des simulations (Figure 3.17-b). Ces figures illustrent comment la complexité du processus de rupture du séisme de L'Aquila a affectée la distribution des mouvements du sol enregistrés aux stations en fonction de leur azimut. La rupture du séisme de L'Aquila semble s'être propagée à la fois vers le Nord-Est dans la direction "up-dip" et vers le Sud-Est dans la direction "along-strike", ainsi les stations situées dans la direction du "strike" de la faille (environ 147° d'azimut) présentent les valeurs de PGA les plus fortes, tandis que les valeurs de PGA les plus faibles sont distribuées entre 200° - 300° d'azimut. Cette variabilité des mouvements du sol s'observe encore plus clairement en comparant les résultats obtenus à des stations localisées à la même distance épiscopale mais à des azimuts différents. Par exemple, pour la station directive ORC ($d_{épi} = 49km$, $az = 149^\circ$) nous avons besoin d'ajuster un paramètre $C_a = 7.97$ pour reproduire l'amplification des mouvements du sol réellement enregistrée (Figure 3.17-d), impliquant une durée de rupture apparente $T_a = 4.1(s)$ pour cette station. Tandis que pour la station MMP ($d_{épi} = 49km$, $az = 259^\circ$), $C_a = 2.23$ et $T_a = 6.2(s)$ (Figure 3.17-c). Il en est de même pour la comparaison des valeurs de PGA et des spectres de réponse en accélération aux stations CSO1 ($d_{épi} = 33km$, $az = 218^\circ$) et CLN ($d_{épi} = 32km$, $az = 151^\circ$) (Figures 3.17-e et -f). En conclusion, l'approche de simulation en aveugle que nous avons adoptée dans laquelle nous permettons une certaine variabilité du paramètre de rapport des chutes de contrainte C , a permis la prise en compte dans un sens statistique d'un grand nombre de scénario de sources de séismes $M_w = 6.3$ différents et donc d'inclure indirectement l'effet de directivité du séisme de L'Aquila.

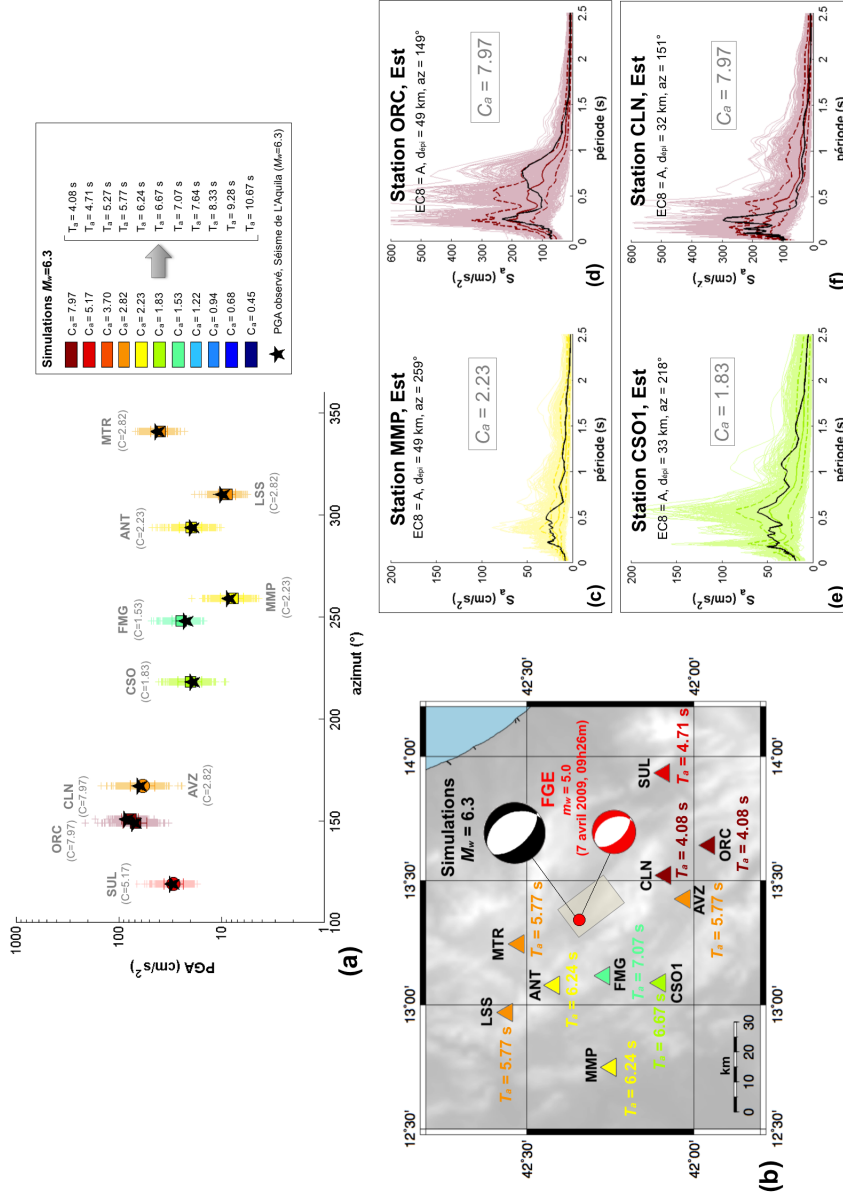


Figure 3.17. (a) Valeurs du paramètre C_a nécessaires aux simulations pour reproduire au mieux les valeurs de PGA observées lors du choc principal de L'Aquila (étoiles noires) en fonction de l'azimut de la station (composante Est-Ouest); (b) Représentation en carte de la distribution des valeurs de durée de rupture apparente T_a déduites pour chaque station à partir des résultats des simulations. Les couleurs des triangles correspondent à l'échelle de couleur en haut à droite pour chaque valeur de paramètres C_a et T_a . Le rectangle correspond à la projection en surface de la faille.; Spectres de réponse en accélération calculés à partir des enregistrements du séisme de L'Aquila (en noir) comparés aux spectres de réponse obtenus à partir des simulations pour des stations localisées à la même distance épicentrale mais à des azimuts différents. Exemple des stations (c) MMP et (d) ORC et (e) CLN. Les valeurs médianes ainsi que les 16^{ème} et 84^{ème} percentiles sont calculés à partir des 500 simulations du séisme cible $M_w = 6.3$ obtenus pour la valeur de paramètre C_a utilisée.

3.9 Comparaison avec le modèle empirique de prédiction des mouvements du sol (GMPE) de Bindi *et al.* (2010)

Nous allons maintenant comparer les résultats des simulations avec un modèle empirique de prédiction des mouvements du sol (GMPE). Différentes relations sont disponibles pour le territoire italien, nous pouvons notamment citer le GMPE de [Sabetta & Pugliese \(1996\)](#), qui est l'un des plus communément utilisé en Italie. Nous choisissons ici de comparer les résultats des simulations avec le GMPE de [Bindi *et al.* \(2010\)](#), qui est beaucoup plus récent que celui de [Sabetta & Pugliese \(1996\)](#). Ce modèle a été développé à partir de la base de donnée italienne ITACA, pour l'estimation du PGA , du PGV et des accélérations spectrales S_a (avec 5% d'amortissement critique) des séismes italiens de magnitudes de moment comprises entre 4.0 et 6.9 et pour des distances Joyner-Boore inférieures à 100 km. La base de données utilisée pour la régression est constituée de 561 enregistrements provenant de 107 séismes ayant eut lieu en Italie (1972-2007), enregistrés par 206 stations différentes. Des coefficients permettent de prendre en compte les conditions de site en classant les stations selon 3 classes : les sites au rocher, les sites sur sédiments superficiels (épaisseur < 20 m) et les sites sur sédiments profonds (épaisseur > 20 m). Le terme "sédiment" correspond ici aux sols avec des $V_{S,30} < 800(m/s)$. La définition des composantes utilisée est la plus grande composante horizontale.

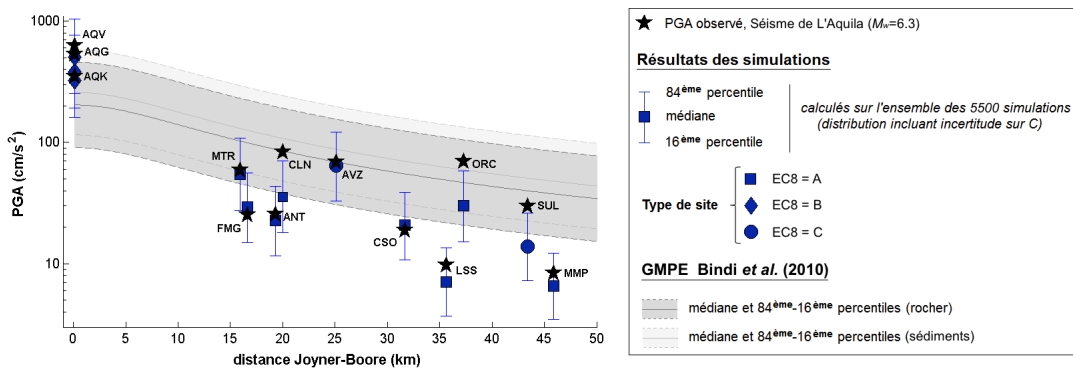


Figure 3.18. Comparaison entre les valeurs de PGA observées pour le choc principal de L'Aquila (étoiles noires), celles obtenues à partir des simulations (en bleu) et celles prédites par le GMPE de [Bindi *et al.* \(2010\)](#) pour un séisme $M_w = 6.3$ (médiane et 16^{ème} et 84^{ème} percentiles en gris), en fonction de la distance Joyner-Boore. Pour chaque station et pour la plus grande composante horizontale, les valeurs médianes et les 16^{ème} et 84^{ème} percentiles des simulations sont calculés à partir de la distribution des 5500 valeurs de PGA incluant une incertitude sur le paramètre C .

3.10. Comparaison avec le modèle empirique de prédiction des mouvements du sol (GMPE) de Bindi *et al.* (2010)

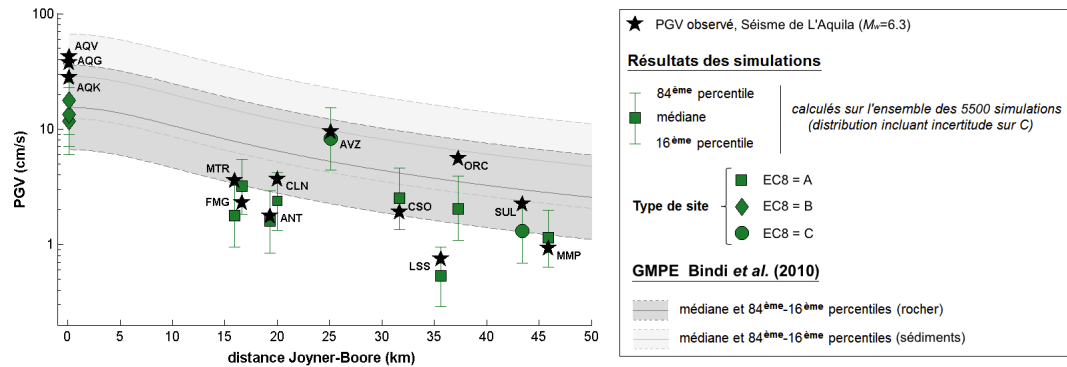


Figure 3.19. Même légende que la Figure 3.18 pour le PGV, plus grand composante horizontale.

Les Figures 3.18 et 3.19 présentent une comparaison entre les valeurs de PGA et de PGV observées pour le choc principal de L'Aquila (étoiles noires), les valeurs obtenues à partir des simulations (en bleu et en vert) et celles prédites par le GMPE de Bindi *et al.* (2010) (en gris), en fonction de la distance Joyner-Boore. Nous pouvons observer que dans l'ensemble, les résultats des simulations reproduisent mieux les valeurs observées que le GMPE. En effet, pour les stations en champ proche, le GMPE sous-estime les valeurs de PGA et de PGV observées lors du choc principal de L'Aquila, tandis que les valeurs observées pour les autres stations sont largement sur-estimées par le GMPE (sauf pour les stations directives).

De plus, les valeurs d'écart-types des simulations, calculées à partir de la distribution des 5500 valeurs de PGA et de PGV (incluant une incertitude sur le paramètre C) sont respectivement égale en moyenne à 0.26 et 0.25, tandis les valeurs d'écart-types du GMPE de Bindi *et al.* (2010) sont égales à 0.35 et 0.36 (respectivement pour le PGA et le PGV). Le fait d'obtenir à partir de nos simulations une meilleure reproduction des mouvements du sol enregistrés lors du choc principal de L'Aquila par rapport aux prédictions du GMPE, tout en préservant des valeurs d'écart-types plus faibles que celles du GMPE est une validation importante de notre approche de simulation en aveugle. Cela indique que le fait de permettre une certaine variabilité du paramètre de rapport des chutes de contraintes C a permis la prise en compte dans un sens statistique d'un grand nombre de scénarios de sources de séismes $M_w = 6.3$ et d'inclure indirectement l'effet de directivité du séisme de L'Aquila, tout en restant réaliste dans nos choix de valeurs de C .

3.10 Conclusion

Dans ce chapitre nous avons appliqué la méthode *Simulstoch*, développée par [Kohrs-Sansorny et al. \(2005\)](#), à la simulation des mouvements du sol du choc principal de L'Aquila $M_w = 6.3$ (Italie Centrale, 6 avril 2009). Ce choc principal a été suivi d'une crise sismique bien enregistrée par le réseau de stations accélérométriques italien RAN, constituant une base de données intéressante pour l'application de la méthode, notamment grâce à l'obtention d'enregistrements en champ proche au sein même de la ville de L'Aquila. Parmi les nombreuses répliques disponibles, nous avons choisi d'utiliser les enregistrements de la réplique du 7 avril 2009 (09h26, $m_w = 5.0$) comme fonctions de Green empiriques. En appliquant l'approche de simulation en aveugle développée dans le chapitre 2, nous avons généré pour 13 stations un ensemble de 5500 simulations différentes du séisme cible $M_w = 6.3$. La validité de nos simulations a été testée en comparant directement les résultats des simulations aux données réelles du choc principal de L'Aquila. Des résultats très encourageants ont été obtenus pour l'ensemble des paramètres des mouvements du sol étudiés. Cette application nous a en particulier permis de tester la validité de notre approche dans le cas d'un séisme présentant un effet de directivité du processus de rupture.

Chapitre 4

Application au séisme historique de Bigorre $M_w = 6.1$ (Pyrénées, 21 juin 1660) : simulation en aveugle

4.1 Introduction

Les chapitres 2 et 3 ont été consacrés à la validation de notre approche de simulation en aveugle sur les données réelles de deux séismes instrumentaux récents. Nous allons maintenant nous placer dans un vrai contexte de simulation en aveugle avec la simulation des mouvements du sol d'un séisme historique pyrénéen.

Bien que la sismicité instrumentale de la chaîne des Pyrénées ne révèle que des événements de magnitudes faibles à modérées, l'occurrence d'un séisme de magnitude supérieure ou égale à 6 est un scénario réaliste. En effet, les catalogues de sismicité historique reportent une dizaine de séismes majeurs ayant affecté les Pyrénées depuis la fin du XIV^{ème} siècle ([Vogt, 1979](#) ; [Lambert & Levret-Albaret, 1996](#)). L'un des séismes historiques pyrénéens le plus destructeur a eu lieu le 21 juin 1660 dans les Pyrénées Centrales françaises. Avec une intensité épicentrale de $VIII - IX$ sur l'échelle MSK-64 ([BRGM *et al.*, 2004](#)), ce séisme a induit de lourds dégâts dans les villes de Lourdes et Bagnères-de-Bigorre et a été ressenti dans une grande partie de la France. Sa magnitude est estimée à $M = 6.1 \pm 0.4$ ([Levret *et al.*, 1996](#)). Si un tel séisme avait lieu aujourd'hui, il pourrait probablement produire des dommages importants et faire de nombreuses victimes. Afin de pouvoir anticiper au mieux cet hypothétique futur grand séisme, il est essentiel de pouvoir fournir des estimations des mouvements du sol qu'il pourrait générer.

Dans ce chapitre, nous proposons de réaliser des simulations des mouvements du sol de séismes $M_w = 6.1$, équivalents au séisme historique de 1660, en appliquant l'approche de simulation en aveugle développée dans les chapitres précédents. Les données instrumentales d'un petit séisme pyrénéen récent (15 novembre 2007, $m_w = 3.6$), bien enregistré par le réseau de stations accélérométriques de la région, sont utilisées comme fonctions de Green empiriques dans la méthode de simulation. Les résultats des simulations sont ensuite comparés indirectement aux données d'intensités macrosismiques du séisme historique de 1660 en utilisant des relations empiriques entre paramètres instrumentaux des mouvements du sol et intensités macrosismiques (GMICEs) (Figure 4.1). La dernière partie de ce chapitre est consacrée à une discussion sur la pertinence de l'utilisation des GMICEs pour franchir un pas supplémentaire dans l'interprétation de nos résultats, en convertissant les paramètres de mouvements du sol issus des simulations en estimations d'intensités macrosismiques. Pour cela nous nous intéressons à l'application de différents GMICEs aux données du séisme des Saintes, pour lequel nous disposons à la fois des simulations réalisées dans le chapitre 2, des enregistrements accélérométriques obtenus aux stations du Réseau Accélérométrique Permanent français (RAP) et des estimations d'intensités macrosismiques du Bureau Central Sismologique Français (BCSF).

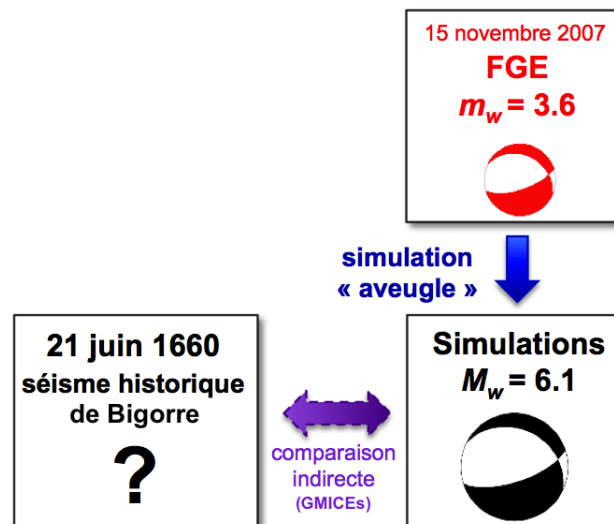


Figure 4.1. En appliquant l'approche en aveugle développée dans les chapitres 2 et 3, le séisme du 15 novembre 2007 ($m_w = 3.6$) est utilisé comme FGE pour produire des simulations des mouvements du sol de séismes $M_w = 6.1$, équivalents au séisme historique de Bigorre du 21 juin 1660. Les résultats des simulations sont ensuite comparés indirectement aux données d'intensités macrosismiques du séisme historique de 1660 en utilisant des relations empiriques entre paramètres instrumentaux des mouvement du sol et intensités macrosismiques (GMICEs).

4.2 Article : Ground motion simulations of a major historical earthquake (1660) in the French Pyrenees using recent moderate size earthquakes

Laëtitia Honoré, Françoise Couboulex et Annie Souriau

RESUMÉ

Dans les régions où seuls des séismes de magnitudes faibles à modérées ont été enregistrés, il est important d'être capable d'anticiper les effets d'un séisme de plus forte magnitude en simulant les mouvements du sol qu'il pourrait générer. En utilisant les très bons enregistrements de deux petits séismes qui ont eu lieu dans les Pyrénées Centrales françaises (15/11/2007, $M_w = 3.6$; 17/11/2006, $M_w = 4.5$), nous simulons les mouvements du sol générés par un séisme de magnitude $M_w = 6.1$, équivalent au séisme historique qui a frappé la région en 1660. Ce séisme majeur a causé de lourds dommages et a atteint une intensité macrosismique maximale de *IX* sur l'échelle MSK-64. La simulation est basée sur la méthode des fonctions de Green empiriques (FGEs), qui permet de réaliser des simulations dans une large bande de fréquences et de prendre en compte à la fois les effets de propagation et de site. Dans une première étape, nous validons la méthode en reproduisant les enregistrements du séisme $M_w = 4.5$ en utilisant le séisme $M_w = 3.6$ comme une FGE. Une analyse détaillée des fréquences coins et des rapport spectraux révèle un effet de directivité du processus de rupture du séisme $M_w = 4.5$. Quand cet effet de directivité est pris en compte dans la simulation, une très bonne reproduction des mouvements du sol du séisme $M_w = 4.5$ est obtenue pour toutes les stations. Dans une seconde étape, nous utilisons les enregistrements du séisme $M_w = 3.6$ comme une FGE pour simuler le séisme historique. Nous calculons pour 11 stations un grand nombre d'accélérogrammes synthétiques en prenant en compte une possible variabilité de la source correspondant à un séisme $M_w = 6.1$. La comparaison entre les accélérations du sol calculées et celles obtenues à partir de trois GMPEs différents révèle que nos simulations sont en assez bon accord avec les estimations empiriques. Finalement, nos résultats de simulations sont comparés avec les données d'intensité du séisme historique de 1660 en utilisant trois équations différentes de conversion mouvements du sol-intensité (GMICEs). Nous trouvons que les niveaux d'intensité obtenus à partir des simulations des mouvements du sol sont systématiquement plus faibles que les intensités macrosismiques reportées pour le séisme historique. Pour expliquer cette différence, l'hypothèse d'une possible sous-estimation de la magnitude du séisme de 1660 est discutée.

Ground motion simulations of a major historical earthquake (1660) in the French Pyrenees using recent moderate size earthquakes

Laëtitia Honoré,¹ Françoise Courboux¹ and Annie Souriau²

¹Université de Nice Sophia-Antipolis, CNRS, Géoazur, Observatoire de la Côte d'Azur, Valbonne, France. E-mail: honorel@geoazur.unice.fr

²CNRS, Université Paul Sabatier, Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse, France

Accepted 2011 August 16. Received 2011 June 5; in original form 2010 September 21

SUMMARY

In regions where only small- to moderate-size events have been recorded, it is important to be able to anticipate the effects of a large event by simulating the ground motion it may generate. Using the very good records of two small earthquakes that occurred in the central French Pyrenees (2007 November 15, $M_w = 3.6$; and 2006 November 17, $M_w = 4.5$), we simulated the ground motions generated by a magnitude 6.1 earthquake, equivalent to a historical event that struck the region in 1660. This major earthquake caused severe damage and reached a maximum macroseismic intensity of IX on the MSK scale. The simulation is based on the empirical Green's function (EGF) method, which allows simulations in a broad frequency range, and accounts for both propagation and site effects. We first validated the method by reproducing the records of the $M_w = 4.5$ earthquake using the $M_w = 3.6$ earthquake as an EGF. A careful analysis of corner frequencies and spectral ratios revealed a clear directivity effect of the rupture process for the larger event ($M_w = 4.5$). When this directivity is taken into account in the simulation, a very good reproduction of the $M_w = 4.5$ ground motion parameters is obtained at all the stations. We then used the records of the $M_w = 3.6$ earthquake as an EGF for simulating the historical event. At 11 stations we computed a large number of synthetic accelerograms that aim to account for the possible source variability of an $M_w = 6.1$ earthquake. The comparison between the computed ground accelerations and those given by three different empirical ground motion prediction equations (GMPEs) reveals that simulation is quite successful. Finally, our simulation results are compared with intensity data of the 1660 event, by use of three different Ground Motion Intensity Conversion Equations (GMICEs). We found that the intensity levels predicted from ground motion simulations are systematically lower than the reported macroseismic intensities. To explain this difference, the hypothesis of a possible underestimation of the magnitude of the 1660 event is discussed.

Key words Earthquake ground motions; Earthquake source observations; Seismicity and tectonics; Site effects; Computational seismology; Europe.

1 INTRODUCTION

The Pyrenean range is characterized by moderate seismic activity. Since the systematic deployment of seismic networks in the early sixties, the largest recorded event reached a magnitude of $M_1 = 5.5$ (1967 August 13 Arette earthquake, Gagnepain *et al.* 1980). However, several strong earthquakes with epicentral intensity larger than VIII have been reported in historical catalogues (Lambert & Levret-Albaret 1996). One of the most destructive Pyrenean earthquakes occurred in the Central French Pyrenees, on 1660 June 21. Based on reported damage, the suspected epicentral region is located a few kilometres south of the pilgrimage city of Lourdes, and its epicentral intensity is assessed at VIII–IX on the MSK scale (1964) (SisFrance, BRGM *et al.* 2004). Its magnitude is estimated to be equivalent to 6.1 (Levret *et al.* 1996).

If a similar earthquake were to occur today, it would likely induce major destruction and casualties because of the urban development and the increased population in the Lourdes region. Thus, it is of major importance to better anticipate a hypothetical future large earthquake by providing information of engineering interest. The quantification of the ground motions generated by the large historical earthquakes is therefore of major interest.

There are essentially three kinds of approach to estimate the ground motions generated by an earthquake:

(1) Empirical ground motion prediction equations (GMPEs): These equations provide ground motion parameters as a function of magnitude, source-to-site distance and other variables such as local soil conditions or style of faulting (e.g. Reiter 1990; Douglas 2003). These relations are empirically derived through regression analysis

from the recorded ground motion database. To establish GMPEs, data from a broad range of magnitudes and source-to-site distances are necessary. In regions of low to moderate seismicity, there are not enough ground motion records to develop a specific GMPE. Data recorded in other regions in the world have to be used, assuming that they are appropriate for the area concerned. GMPEs are essential for seismic hazard assessment, but they are neither able to provide accelerograms, nor to reproduce specific attenuation conditions and site effects.

(2) Numerical methods: They are based on modelling of both source process and seismic wave propagation in a heterogeneous medium. These methods are promising; however, they are often limited to rather low frequencies due to the poor knowledge of structure velocities, and to unknown details of the rupture process of the event.

(3) Semi-empirical approaches: They are often based on the empirical Green's function (EGF) principle (Hartzell 1978). The basic idea is to consider records of a small earthquake, located near an event of interest, as a reasonable approximation of the impulse response of the medium. This approach allows us to simulate seismograms of a large earthquake that account for wave-propagation and site-effects, under the assumption of linear soil response. However, as in (2), the rupture history is generally unknown.

The goal of this study is to produce ground motion simulations of a magnitude $M_w = 6.1$ earthquake, equivalent to the 1660 historical event, from instrumental data of recent small to moderate Pyrenean earthquakes. To do so, we propose to use the method developed by Kohrs-Sansorny *et al.* (2005), where ground motion simulations of a large earthquake are generated by using a stochastic summation of the records of a small earthquake, regarded as EGFs. This method is easy to implement and has the advantage of requiring very few input parameters, as the stochastic approach compensates for the poor knowledge of the source characteristics.

On 2006 November 17 and 2007 November 15, two Pyrenean earthquakes (respectively $M_w = 4.5$ and $M_w = 3.6$) occurred in the suspected epicentral area of the 1660 historical event. They were well recorded by a large number of accelerometric stations (French Permanent Accelerometric Network, Pequegnat *et al.* 2008), thus providing us with the opportunity to implement an EGF simulation method (Fig. 1).

In a first step, we used the 2007 earthquake ($M_w = 3.6$) as an EGF to reproduce ground motions generated by the 2006 earthquake ($M_w = 4.5$). The direct comparison between simulation results and ground motions observed during the 2006 earthquake allowed us to evaluate the efficiency and limitations of the method.

In a second step, we aimed to generate ground motion simulations of a magnitude $M_w = 6.1$ earthquake, by using the 2007 earthquake ($M_w = 3.6$) as an EGF. These simulations provided us with estimations of ground motions that could realistically be generated at specific Pyrenean stations by an earthquake equivalent to the 1660 historical event. To compare our simulation results with the intensity data of the 1660 event, empirical relationships between instrumental ground motion parameters and macroseismic intensities (GMICEs) have been used.

2 SEISMOTECTONIC CONTEXT

2.1 Tectonic setting and seismicity

The Pyrenean range results from the Cenozoic north–south convergence of the Eurasian Plate and the Iberian microplate, initiated 65

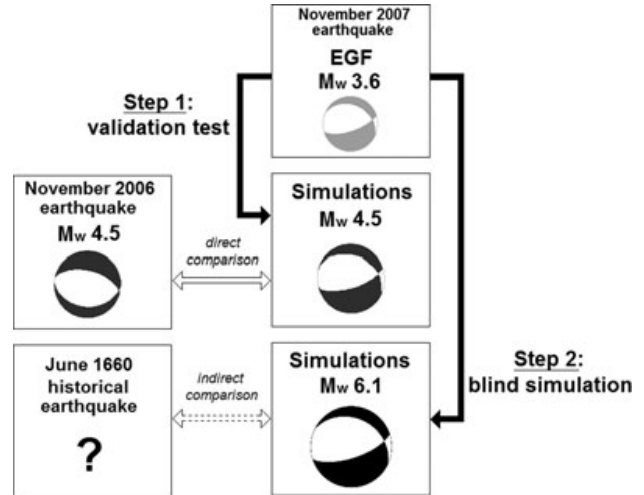


Figure 1. The two principal steps of the study. In Step 1 (validation test) the 2007 earthquake ($M_w = 3.6$) is used as an empirical Green's function to reproduce ground motions generated by the 2006 earthquake ($M_w = 4.5$). Simulation results and ground motions observed during the 2006 earthquake are directly compared. In Step 2 (blind simulation) the 2007 earthquake ($M_w = 3.6$) is used as an empirical Green's function to produce ground motion simulations of a magnitude $M_w = 6.1$ earthquake, equivalent to the 1660 historical event. Simulation results and intensity data of the 1660 event are indirectly compared by using empirical relationships between instrumental ground motion parameters and macroseismic intensities.

Ma after a rifting episode, which opened a narrow rift between the two plates (Choukroune 1992, and Olivet 1996, for reviews). The boundary between the two plates, the North Pyrenean fault, runs all along the range from west to east (Fig. 2). The present differential motion between the two plates is small, less than 1 mm yr^{-1} (Nocquet & Calais 2004). In agreement with this low deformation rate, the Pyrenean range is characterized by moderate seismicity. It is monitored by about 40 velocimeters and 30 accelerometers deployed on both the French and Spanish sides. About 600 to 800 events with $M_1 > 1$ are located each year all along the range (Fig. 2). However, there are on average only one or two events with $M_1 \geq 5$ every 10 yrs (Souriau & Pauchet 1998). Most of the focal depths are in the range of 4–12 km. The seismicity reveals a general E–W distribution, with complex fault systems (Gagnepain-Beyneix *et al.* 1982; Rigo *et al.* 1997, 2005; Ruiz *et al.* 2006).

Although the instrumental seismicity reveals only small to moderate earthquakes, the historical seismicity shows that the Pyrenees have been affected by strong earthquakes (Vogt 1979; Lambert & Levret-Albaret 1996). The period covered by the instrumental seismicity is short compared with the recurrence period of large earthquakes, which is of the order of centuries (Souriau & Pauchet 1998; Alasset & Meghraoui 2005). The instrumental seismicity thus gives an incomplete image of seismic hazard. For example, the strongest earthquake recorded in the eastern Pyrenees is a $M_1 = 5.3$ event (St-Paul-de-Fenouillet in 1996, Rigo *et al.* 1997), with only minor damage, whereas the strongest reported historical event (north Catalonia in 1428) has an estimated magnitude of 6.4–6.5 (Lambert & Levret-Albaret 1996), and killed about 700 people. Historical seismicity is thus of major importance to bring further information for seismic hazard assessment.

Historical events are quantified with macroseismic intensities inferred from felt shaking and damage descriptions reported in historical documents. They allow us to derive maps of macroseismic intensities, isoseist contour lines and macroseismic epicentres.

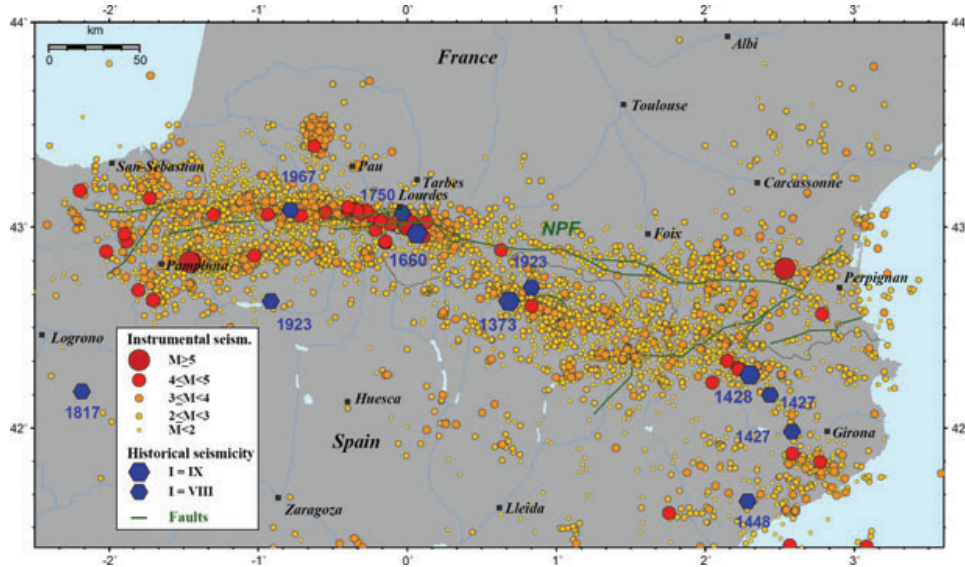


Figure 2. Instrumental seismicity for the period 1989–2009 (from Observatoire Midi-Pyrénées catalogues) and largest historical events with maximal MSK macroseismic intensity VIII and IX; NPF: North Pyrenean Fault.

Finally, by comparing the macroseismic maps of historical and instrumental events, it is possible to ascribe an equivalent magnitude to historical events (Levret *et al.* 1994). This magnitude may, however, be biased by numerous factors, such as the poor knowledge of the focal depth, the regional variations of attenuation, and different focal mechanisms.

French historical seismicity is well documented back to the 14th century, with about 25 events of maximum intensity greater than VII since the beginning of the 17th century (Lambert & Levret-Albaret 1996). Fig. 2 reports the main historical events in the Pyrenees, with their maximal intensity on the MSK scale (Medvedev *et al.* 1964). As with instrumental seismicity, historical events are distributed all along the range. The most important event on the French side occurred near Lourdes in 1660. We will now focus on this particular event.

2.2 The 1660 historical earthquake

On 1660 June 21, a major earthquake with a maximum MSK intensity of IX occurred in the central French Pyrenees. It is particularly well documented because there were populated areas in a wide area all around the epicentre. Moreover, it occurred just after the wedding of King Louis XIV in Saint-Jean-de-Luz in the western Pyrenees (Bernard *et al.* 1997). It is one of the most destructive Pyrenean earthquakes. As revealed by historical documents, it was felt in a large part of France, up to 500 km from the epicentre (Fig. 3). Part of the cities of Lourdes and Bagnères-de-Bigorre were destroyed, and about 30 deaths were reported. The suspected epicentral region is located about 17 km SE of Lourdes and 13 km SW of Bagnères-de-Bigorre (Figs 2 and 3). The macroseismic epicentre ($42^{\circ}58'N$, $0^{\circ}04'E$) provided by the SisFrance catalogue (BRGM-IRSN-EDF *et al.* 2004) is given with an uncertainty of about 10 km. It is located inside an area of maximum intensity relatively well circumscribed by an isoseist (Fig. 3), and is thus rather reliable. The magnitude is estimated at $M_1 = 6.1 \pm 0.4$ (Levret *et al.* 1996) from empirical relationships established for French earthquakes (Levret *et al.* 1994). Cara *et al.* (2008) applied a differential macroseismic method based on the comparison between intensities of historical and recent

instrumental earthquakes at large epicentral distances, to estimate the moment magnitude M_w of some historical earthquakes. For the 1660 event, they used the 2006 November earthquake as a reference and found a magnitude of $M_w = 6.1 \pm 0.2$. This value ($M_w = 6.1$) will be used for our simulations, we will discuss later the influence of this choice.

3 AN EMPIRICAL GREEN'S FUNCTION SIMULATION METHOD

To obtain realistic seismograms in a broad frequency range from our simulations we used an EGF approach (Hartzell 1978). A small, well-recorded event is chosen in the region of interest. Its recordings, called EGFs, are combined to produce realistic seismograms corresponding to a larger earthquake with the same focal mechanism. We assume that the recordings of the small event represent Green's functions at each point of the fault plane activated during the rupture of the large, simulated event. This approach takes directly into account both path and site effects at different stations, as they are included in the EGFs.

Among the possible EGF methods, we used a stochastic, two-step method proposed by Kohrs-Sansorny *et al.* (2005). The main advantage of this method is that it correctly provides the ω^{-2} model spectra (Aki 1967; Brune 1970) not only at low and high frequencies, but also in the transition region (between the corner frequencies of the small and large events). Moreover, it requires only a few input parameters, which is a great advantage for simulating an unknown event. This method has proved its efficiency for simulating the ground motions of moderate-size earthquakes, provided that a proper small event could be chosen as an EGF (Courboulex *et al.* 2010). It has also been recently used to simulate the effects of a rather large earthquake ($M_w = 6.3$) in the southeast of France (Salichon *et al.* 2010).

This method is completely described in the paper of Kohrs-Sansorny *et al.* (2005). We give below an outline of the method, which is inspired by previous works of Joyner & Boore (1986), Wennerberg (1990) and Ordaz *et al.* (1995). The overall principle is simple: a large number of time histories called 'Equivalent Source

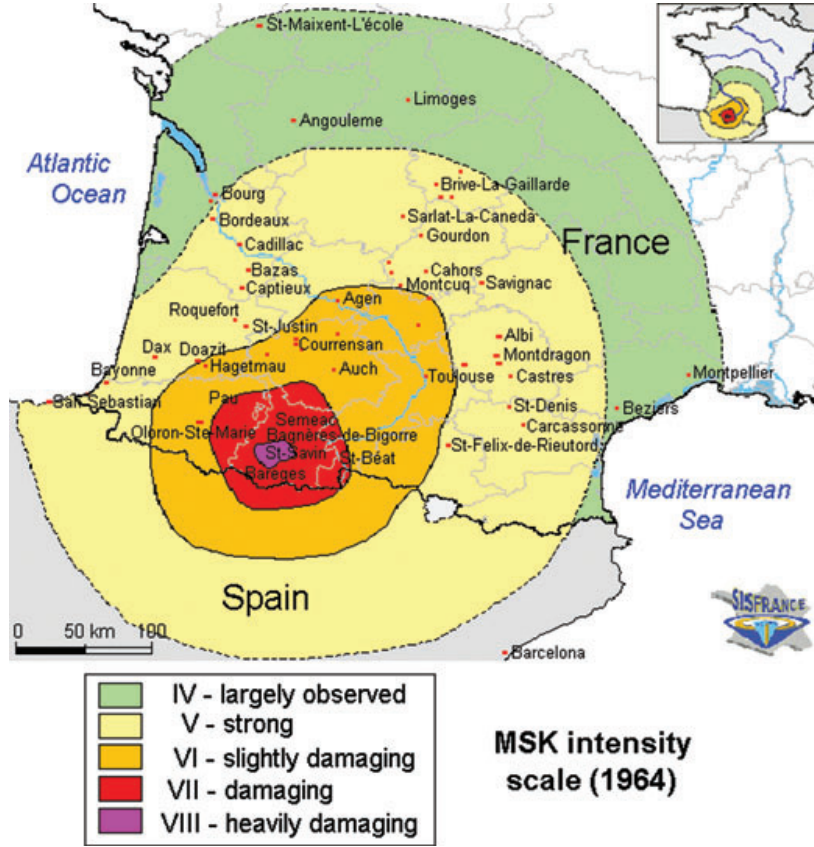


Figure 3. Isoseists contour lines and intensity domains (on MSK scale, 1964) for the 1660 historical earthquake (SisFrance catalogue, BRGM *et al.* 2004).

Time Functions' (ESTFs) are generated. Each ESTF, representative of a given rupture process, is convolved with the small-event records to provide the synthetic signals. The ESTFs are built using a random process based on probability densities as proposed by Ordaz *et al.* (1995), which ensures the generation of the ω^{-2} model spectra at all frequencies. The source frequency content must, on average, explain the theoretical ratio $R(f)$ between the spectra of the large and small events

$$R(f) = \frac{M_0}{m_0} \cdot \frac{\left(1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2\right)}{\left(1 + \left(\frac{f}{F_c}\right)^2\right)}. \quad (1)$$

A particularity of the method developed by Kohrs-Sansorny *et al.* (2005) is the generation of the ESTFs in two stages: in the first stage, a number η_c of delays t_c are randomly generated with a probability density $\rho_c(t)$ over the whole source duration T_c . T_c is deduced from the corner frequency F_c of the main event: $T_c = 1/F_c$. In the second stage, a number η_d of delays t_d are again generated with a second probability density $\rho_d(t)$ over a window duration $T_d \leq T_c$ centred on each delay generated in the first stage. Finally, $\eta = \eta_c \cdot \eta_d$ small events are summed together and scaled by a factor κ (eq. 2a).

$$\text{ESTF}_k(t) = \kappa \sum_{d=0}^{\eta_d-1} \left[\sum_{c=0}^{\eta_c-1} \delta(t - t_c - t_d) \right] \quad (2a)$$

By an appropriate choice of the parameters η and κ (eq. 2b), the method produces time histories that statistically explain eq. (1), and

respect a non-constant stress drop condition (Beeler *et al.* 2003; Kanamori & Rivera 2004).

$$\eta = \eta_c \cdot \eta_d = N^4 \text{ and } \kappa = \frac{C}{N}, \quad (2b)$$

where:

$$N = \frac{f_c}{F_c}, \quad C = \frac{\Delta \Sigma}{\Delta \sigma} \text{ and } T_c = \frac{1}{F_c}$$

The parameter C represents the stress drop ratio between the large and the small earthquake. $C = 1$ implies that the target event and the small event have the same stress drop. Many studies have shown that the stress drop may vary from one event to another, and that it has a large influence on the generation of strong motions. It is then important to allow some variability for this parameter. N is equal to the ratio between the corner frequency of the small event f_c and that of the large event F_c . In practice N will be set as an integer, which implies that only discrete values of F_c , thus discrete values of C , will be possible.

Compared with the single-stage summation proposed by Ordaz *et al.* (1995), the time histories produced using the two-step method have larger variability (Kohrs-Sansorny *et al.* 2005). This is particularly important when N is high, that is, when the magnitude of the target event is large compared to the magnitude of the small event taken as an EGF, as is the case in our study. In this paper, we chose $\eta_c = \eta_d = N^2$, that is, an equal distribution of the two steps in the summation process.

One important feature of this method is that the number of input parameters is small. Indeed, the only parameters that need to be specified are: (1) the seismic moment (m_0) and the corner frequency

(f_c) of the small event taken as an EGF, which are directly determined from the data; (2) the seismic moment (M_0) of the target event; (3) the ratio C between the static stress drop of the target event ($\Delta\sigma$) and that of the small event ($\Delta\sigma_s$). These parameters are linked by the relationship

$$CN^3 = \frac{M_0}{m_0}. \quad (3)$$

The main difficulty is to define the range of possible values of C that need to be investigated. We will discuss this point further in this paper.

4 DATA

4.1 Data selection and network

Instrumental data of two recent Pyrenean earthquakes are used: the 2006 November 17, earthquake ($M_1 = 5.0$) (Sylvander *et al.* 2008) and the 2007 November 15, earthquake ($M_1 = 4.1$). They occurred almost at the same location, and have very similar characteristics (Table 1). The distance between the two epicentres is less than 1 km and the difference in depths is about 2 km. They have similar normal fault mechanisms. They occurred a few kilometres south of the North Pyrenean Fault on an east–west oriented fault. This tectonic structure, previously identified by Rigo *et al.* (2005), is suspected to be responsible for the 1660 historical earthquake. These two earthquakes thus satisfy all the requirements to be used as EGFs in our simulation of the 1660 event. Moreover, these earthquakes were recorded with a good signal-to-noise ratio by a large number of accelerometric stations of the French Permanent Accelerometric Network (Pequegnat *et al.* 2008). For this study we selected 11 accelerometric stations at epicentral distances lower than 100 km. Their local site geology is based on superficial geological considerations, with a simplified soil classification into two categories: rock sites and sedimentary sites (see: <http://www-rap.obs.ujf-grenoble.fr>) (Table 2; Fig. 4).

4.2 Data analysis for determination of the input parameters

The simulation method requires the knowledge of a few input parameters, which can be determined from an analysis of the data of the two selected earthquakes. The parameters we need are the seismic moment, the corner frequency and the static stress drop ratio.

4.2.1 Seismic moment

For the 2006 earthquake, we took the seismic moment determined by Sylvander *et al.* (2008): $M_0 = 5.32 \times 10^{15}$ (N m), corresponding to a moment magnitude $M_w = 4.48$. To determine the seismic moment of the 2007 earthquake, we used the spectral ratio between the recordings of the 2006 and the 2007 earthquakes. We obtained a moment of $m_0 = 2.38 \times 10^{14}$ (N m) for the 2007 earthquake, which corresponds to a moment magnitude $m_w = 3.58$. As previously observed by Drouet *et al.* (2005) for moderate Pyrenean earthquakes, moment magnitudes M_w are about 0.5 units smaller than local magnitudes M_1 . Such differences are often observed and may have various origins, in particular the way M_1 is measured, and the way attenuation along the path is corrected (Deichmann 2006).

4.2.2 Corner frequency

The corner frequencies of the 2006 and 2007 earthquakes are determined from displacement spectra assuming an ω^{-2} source model (Brune 1970). The low- and high-frequency sides of the Fourier amplitude spectra are fitted with the ω^0 and ω^{-2} asymptotes respectively, and the corner frequency is given by their intersection. For the 2007 earthquake ($M_w = 3.6$), the value of the corner frequency is almost the same at all stations, with an average value $f_c = 3.3 \pm 0.3$ Hz. The situation is quite different for the 2006 earthquake ($M_w = 4.5$): the corner frequency appears clearly dependent on the backazimuth of the station (Fig. 5). The robustness of this observation is confirmed from the analysis of the spectral ratios of the

Table 1. Hypocentral locations and focal mechanism parameters (from Sylvander *et al.* 2008) of the two instrumental earthquakes used in this study.

Date	Time (UTM)	M_1	Hypocentral location			Focal mechanism		
			Lat. (°)	Long. (°)	Depth (km)	Plane 1		
						Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)
2006 November 17	18 h 19 m 51 s	5.0	43.0282	0.0032	9.7	284	56	−84
2007 November 15	13 h 47 m 35 s	4.1	43.0207	0.0022	7.8	296	30	−50

Table 2. Location and local site geology of the Pyrenean accelerometric stations used in this study. All of them belong to the French Permanent Accelerometric Network (see: <http://www-rap.obs.ujf-grenoble.fr>).

Station name	Locality	Latitude (°)	Longitude (°)	Elevation (m)	Local site geology
PYAD	Arudy	43.098	−0.426	450	Rock
PYAS	Aspet	43.012	0.797	430	Sediment
PYAT	Arette	43.095	−0.711	340	Rock
PYBB	Bagnères-de-Bigorre	43.059	0.149	560	Rock
PYLI	St Lizier	43.002	1.136	424	Rock
PYLO	Lourdes	43.098	−0.048	410	Rock
PYLS	Luz-St-Sauveur	42.860	−0.009	770	Rock
PYLU	Luchon	42.791	0.601	630	Sediment
PYPC	Pau (castle)	43.296	−0.374	200	Rock
PYPU	Pau (university)	43.315	−0.366	208	Sediment
PYTB	Tarbes	43.226	0.049	305	Sediment

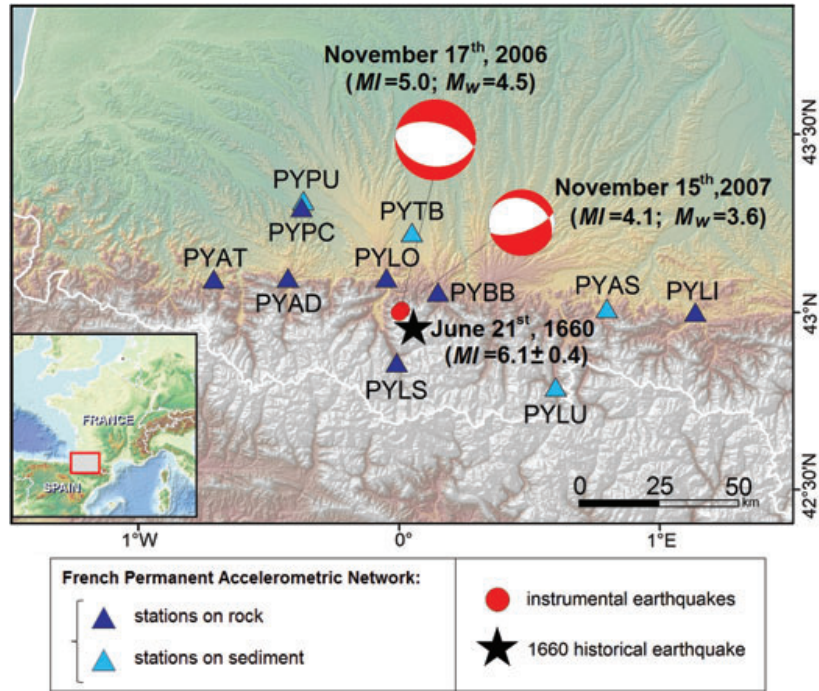


Figure 4. Epicentres (red dots) and focal mechanisms of the two selected instrumental earthquakes (Sylvander *et al.* 2008) and location of the 11 Pyrenean accelerometric stations used in this study. Stations on rock and sediment are indicated with different colours. Black star: macroseismic epicentre of the 1660 historical earthquake, given with a location uncertainty of about 10 km (SisFrance catalogue, BRGM *et al.* 2004).

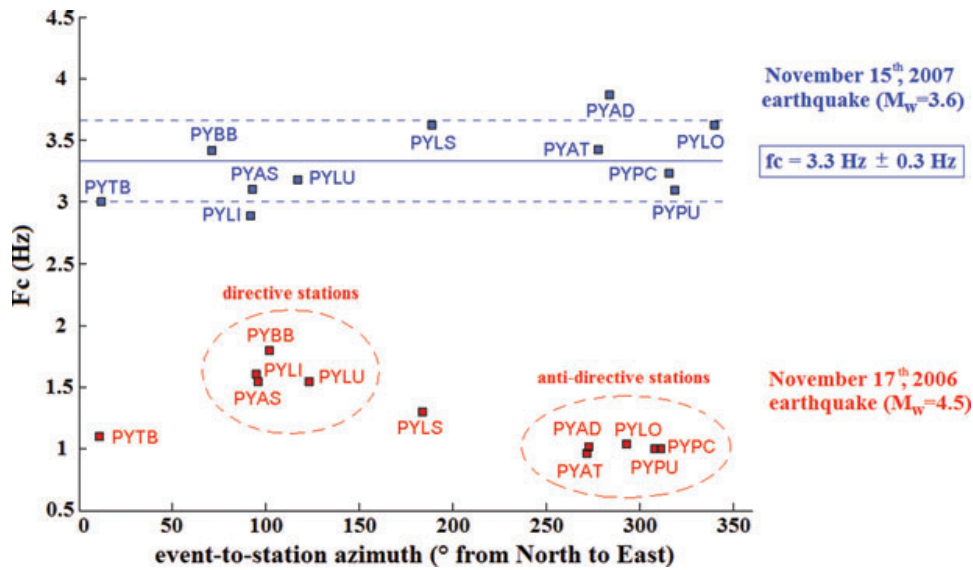


Figure 5. Corner frequencies obtained at each station from displacement spectra analysis as a function of station backazimuth for the 2007 November earthquake ($M_W = 3.6$) and the 2006 November earthquake ($M_W = 4.5$). For the first earthquake the values obtained are rather stable with azimuth, with an average value (blue line) of 3.3 Hz and a standard deviation (dotted blue lines) of 0.3 Hz. For the second earthquake a clear dependency of the corner frequency with azimuth is observed. It can be explained by the directivity of the rupture.

two events, an approach that theoretically eliminates path and site effects that could affect source parameter determination.

4.3 Directivity effect of the $M_W = 4.5$ earthquake

The apparent dependence of the corner frequency on backazimuth suggests a directivity in the rupture of the $M_W = 4.5$ event. We distinguish the true and apparent rupture durations, $T_c = 1/F_c$ and

$T_a = 1/F_a$, where F_c and F_a are the true and apparent corner frequencies. We assume a simple line source model with unilateral rupture propagation at a constant velocity V_r . It is related through the following expression

$$T_a = T_c - T_c V_r \frac{\cos(\theta - \theta_0)}{c}, \quad (4)$$

where θ and θ_0 are the azimuths of the station and the rupture propagation respectively, V_r is the rupture velocity, c is the wave

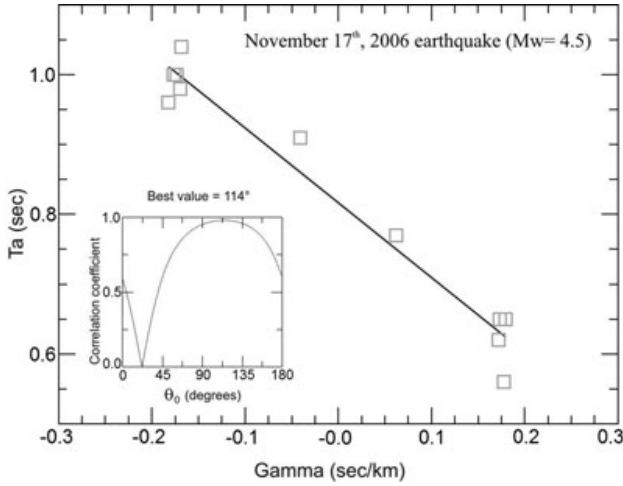


Figure 6. Directivity analysis of the 2006 November earthquake ($M_w = 4.5$). The inset shows the variation of the linear correlation coefficient between observed and computed corner frequencies as a function of azimuth of rupture propagation (angle θ_0). The largest correlation value is found for directivity N114E°. For this selected value of the source azimuth, the figure shows a plot of apparent source time function duration (T_a) as a function of the directivity factor Gamma (Γ).

velocity near the source and T_c is the actual source duration. For a directive station ($\theta - \theta_0 = 0^\circ$), the apparent rupture duration is shorter than for an antidirective station ($\theta - \theta_0 = 180^\circ$), which results in larger ground motion amplitudes for a directive station than for an antidirective station.

Eq. (4) can be rewritten as

$$T_a = T_c - \Gamma L, \quad (5)$$

where $L = T_c V_r$ represents the horizontal length of the rupture and $\Gamma = \cos(\theta - \theta_0)/c$ the directivity factor.

We systematically varied the values of θ_0 to obtain the best linear correlation characterizing the dependence of T_a on θ_0 . A very good correlation coefficient of 0.97 is obtained for $\theta_0 = 114^\circ$ (Fig. 6). This result is in good agreement with the focal mechanism and the azimuth of the main faults in the region. Fig. 6 gives a plot of T_a as a function of Γ for this θ_0 value. From this figure we obtained the duration of the rupture process $T_c = 0.81$ s (for $\Gamma = 0$), and the length of the fault, $L = 1$ km, from the slope. These values are realistic for such an earthquake, but they imply a slow rupture propagation, $V_r \sim 1.25$ km s $^{-1}$.

Finally, the stations can be classified into two main groups: directive stations in the rupture direction to the east (PYAS, PYBB, PYLI, PYLU) and antidirective stations to the west (PYAD, PYAT, PYLO, PYPC, PYPU, PYTB). PYLS can be considered as a non-directive station.

5 GROUND MOTION SIMULATIONS OF THE $M_w = 4.5$ EVENT FROM THE $M_w = 3.6$ EVENT: A VALIDATION TEST

5.1 How to take into account the directivity effect?

We first aimed to reproduce the ground motions generated by the 2006 earthquake ($M_w = 4.5$) by using the 2007 earthquake ($M_w = 3.6$) as an EGF. This led us to investigate how the directivity effect of a target event could be taken into account in our simulation method. Note that we focus here on this particular 2006 event, but we do not

Table 3. Fixed input parameters for the simulation of the 2006 earthquake ($M_w = 4.5$) by using the 2007 earthquake ($M_w = 3.6$) as an empirical Green's function. F_c is the corner frequency and C the static stress drop ratio.

Date	M_w	F_c (Hz)	C
2006 November 17	4.5	1.2	1.07
2007 November 15	3.6	3.3	

Table 4. Apparent corner frequency F_a obtained at each station from data analysis of the 2006 earthquake (see Fig. 5) and input parameters used to include the directivity effect of the target event. C_a parameter is consistent with an N integer condition.

Station	Az ($^\circ$)	F_a (Hz)	N	C_a
PYLI	95	1.60	2	2.79
PYAS	96	1.54	2	2.79
PYBB	102	1.80	2	2.79
PYLU	123	1.54	2	2.79
PYLS	184	1.30	2	2.79
PYAT	272	0.96	3	0.83
PYAD	273	1.02	3	0.83
PYLO	293	1.04	3	0.83
PYPC	308	1.00	3	0.83
PYPU	311	1.00	3	0.83
PYTB	11	1.10	3	0.83

aim to simulate the whole variability of the ground motions for any $M_w = 4.5$ earthquake (as this will be the case in Section 6 for the blind simulation of an $M_w = 6.1$ event).

Among the four necessary input parameters, we considered as fixed parameters the moment magnitude of the target earthquake M_w , the moment magnitude m_w and the corner frequency f_c of the small earthquake taken as an EGF (Table 3). Their values were determined in Section 4.2. The last input parameter needed is the ratio C between the static stress drops of the two events. According eq. (3), the stress drop ratio parameter C can also be expressed as a function of corner frequency F_c of the target earthquake

$$C = \left(\frac{M_0}{m_0} \right) \left(\frac{F_c}{f_c} \right)^3. \quad (6)$$

Using the rupture duration of the 2006 earthquake as determined in Section 4.3, which corresponds to a corner frequency $F_c = 1.2$ Hz, we obtained a stress drop ratio $C = 1.07$. However, if we set this value as an input parameter for all the stations, we are not able to reproduce the directivity of the target event. We thus introduced a new input parameter C_a , which is a function of T_a , the apparent rupture duration at a given station

$$C_a = \left(\frac{T_r}{T_a} \right)^3 \cdot C \quad (7)$$

For each station, the input parameter C_a was adjusted depending on the location of the station with respect to the directivity of the rupture. As the corner frequency ratio N is set as an integer, only discrete values of C_a could be used. Therefore, we ran simulations for which C_a took two different values: $C_a = 2.79$ ($N = 2$) for directive stations and $C_a = 0.83$ ($N = 3$) for antidirective stations (Table 4). This implies that we simulated an earthquake with apparent rupture durations of $T_a = 0.61$ s for directive stations and $T_a = 0.91$ s for antidirective stations.

This approach enabled us to simulate a simple directivity effect for a given station with only a variation of the duration of the apparent source time function. For a point source approximation this is equivalent to varying the static stress drop on the fault.

5.2 Simulation results and comparison with the data

Using the parameters given in Tables 3 and 4, we simulated the three-component accelerograms for 500 different earthquakes of magnitude $M_w = 4.5$ at the 11 stations, by using the 2007 earthquake ($M_w = 3.6$) as an EGF. Examples of synthetic accelerograms for the E–W component are shown at four stations in Fig. 7, together with the EGF and the observed records. The corresponding amplitudes of the Fourier displacement spectra are shown in Fig. 8. The fit between synthetic and observed records is good in a broad frequency range. Note that at frequencies lower than 0.1 Hz, the signal of the small event is dominated by noise and cannot be taken into account for the simulations.

Simulation results are also analysed in terms of elastic acceleration response spectra. They describe the maximum response of a Single Degree of Freedom system to a particular input motion, as a function of the natural period and damping ratio of the system. From the synthetic accelerograms, we computed the response spectra with 5 per cent damping for each component at each station. Median spectral accelerations and 16th and 84th percentiles (which correspond to $\pm\sigma$, one standard deviation for a logarithmic representa-

tion), are computed to characterize ground motion variability in our simulations. The comparison between observed and simulated acceleration response spectra (Fig. 9) shows that the 2006 earthquake ground motions are well reproduced by our simulations. Note that the adjustment of a different input parameter C_a for directive and antidirective stations was necessary to provide ground motion amplitudes consistent with the rupture directivity. Ignoring the directivity would have led to a clear underestimation of ground motions for the eastern stations, or to an overestimation for the western stations (Fig. 10).

Fig. 11 compares the peak ground accelerations (PGA) recorded during the 2006 earthquake and those obtained from simulations. The agreement is generally very good. It is clear that the directivity effect has a strong influence on the PGA values, as mentioned by other authors for small earthquakes (Boatwright 2007). In our example, the influence of directivity is as important as that of site effects on the PGA. The combined effects of directivity and site conditions can be observed at PYAT and PYLU stations which are located at the same epicentral distance. PYAT is located on rock and is antidirective whereas PYLU is on sediment and is directive. Its PGA value is five times larger than at PYAT. Our simulations generally reproduce these effects quite well, even though the directivity is only approximately taken into account, due to the discrete values imposed on the directivity factor C_a . By contrast, the site effect is exactly modelled because it is contained in the small earthquake used as an EGF.

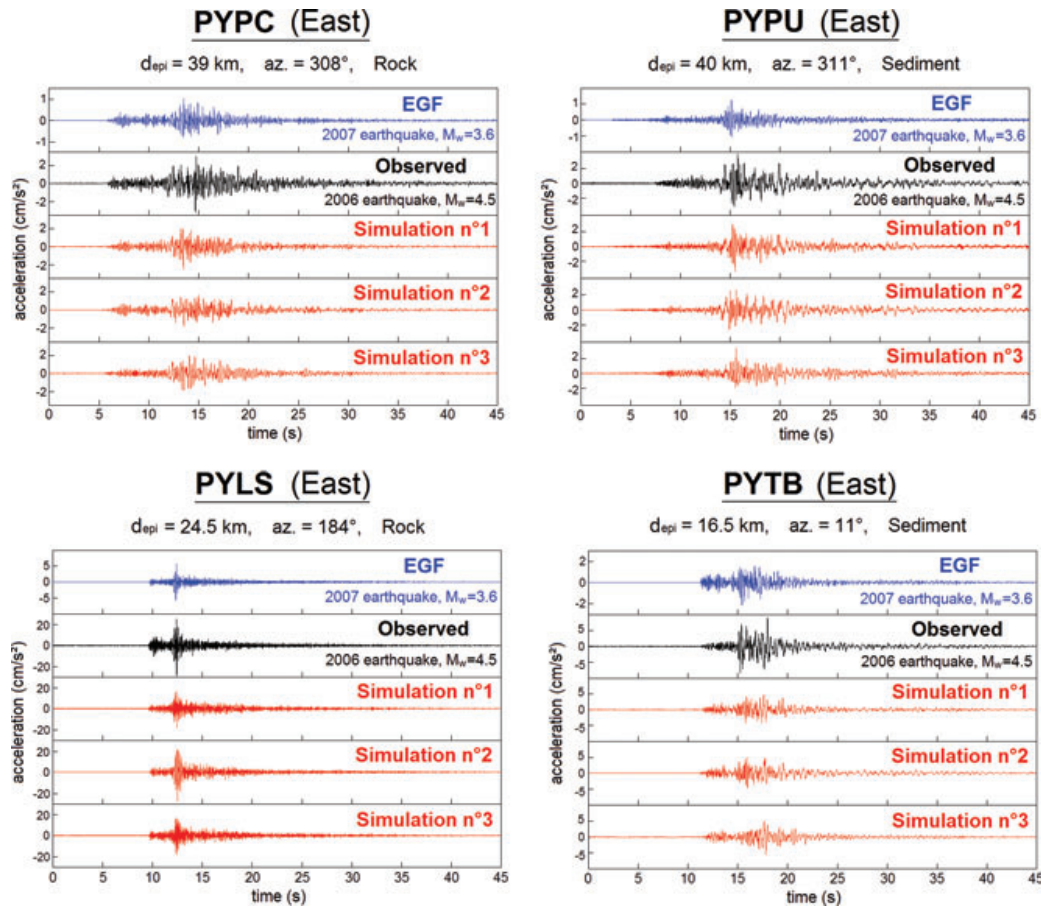


Figure 7. Accelerograms of the observed 2006 earthquake (in black) compared with a sample of three simulations (in red) out of the 500 generated at four stations (PYPC, PYPY, PYLS and PYTB) and accelerograms of the 2007 earthquake used as an EGF (in blue).

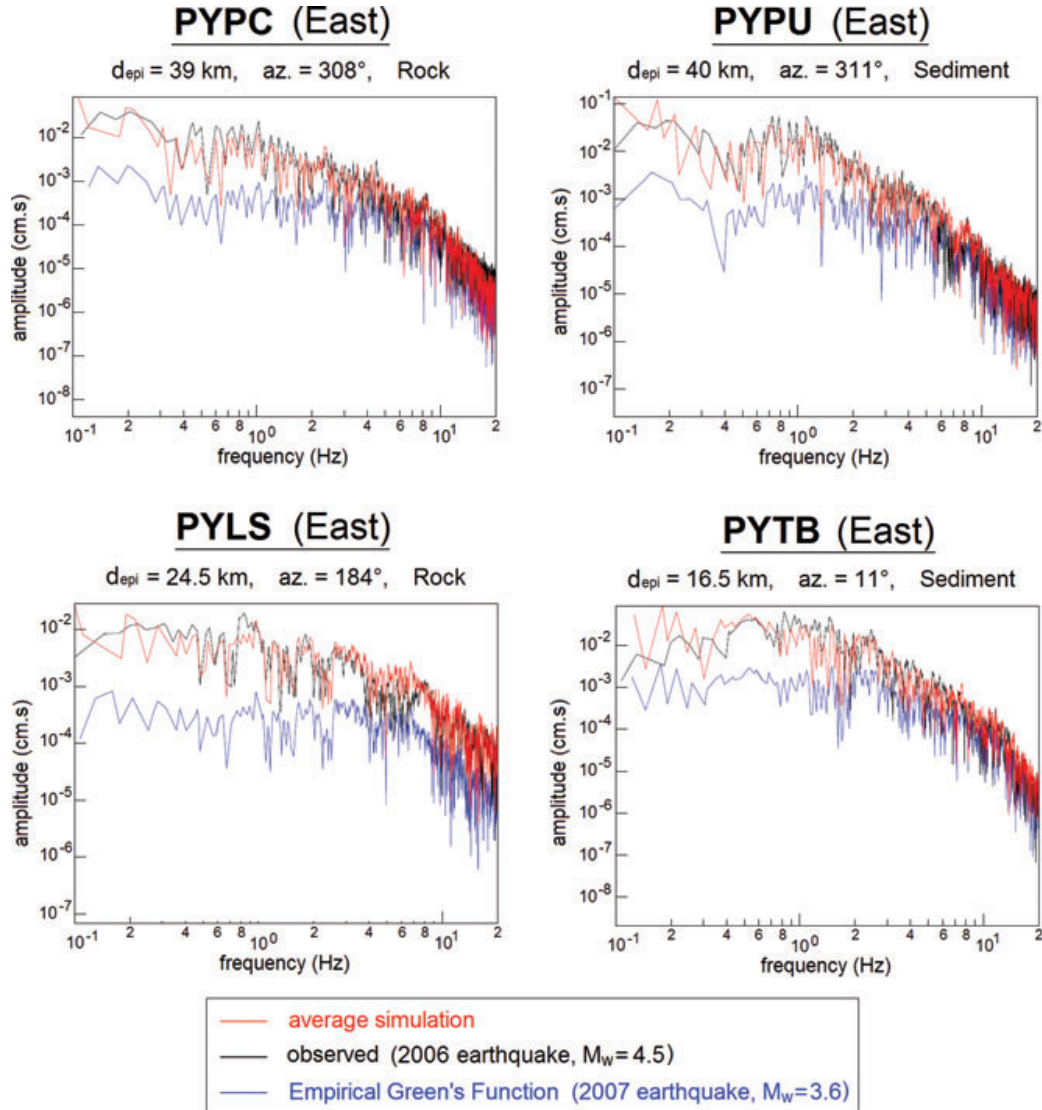


Figure 8. Fourier displacement spectra of the observed 2006 earthquake (in black) at four stations (PYPC, PYPY, PYLS and PYTB) compared with an average simulation (in red) and displacement spectra of the 2007 earthquake used as an EGF (in blue).

This simulation of the 2006 event with a ‘station-dependent’ stress drop ratio was possible because the directivity of the 2006 event was clearly identified. The simulation of the 1660 event (Section 6), for which the directivity is unknown, will require a blind approach: the directivity will be indirectly modelled by repeating calculations with different stress drop ratios (the same at all stations) that aim to account, in a statistical sense, for the source variability of an $M_w = 6.1$ earthquake.

6 GROUND MOTION SIMULATIONS OF AN $M_w = 6.1$ EARTHQUAKE FROM THE $M_w = 3.6$ EVENT

6.1 A case of blind simulation

We aimed to simulate the ground motion that could result from a magnitude $M_w = 6.1$ earthquake, equivalent to the 1660 Pyrenean historical event. We decided to use only the 2007 earthquake ($M_w = 3.6$) as an EGF, because it is not affected by the directivity effect.

If the 2006 event ($M_w = 4.5$) was chosen as an EGF, it would first be necessary to compensate for the directivity effect; otherwise the target event would reproduce this effect. We will discuss later how to indirectly account for the possible source variability of the target event.

The moment magnitude M_w of the target event, the moment magnitude m_w and the corner frequency f_c of the small earthquake used as an EGF are fixed input parameters. The other input parameter, the static stress drop ratio C , is difficult to define, as we have no *a priori* constraint on the static stress drop of the $M_w = 6.1$ target event. We thus ran different simulations for which the stress drop ratio parameter C is set at different values between 0.38 and 3.43 (consistent with an N integer condition). We selected values that enable us to reproduce a lognormal distribution of PGA. This range of C values corresponds to rupture durations between 3.6 and 7.6 s for the target event, which are reasonable values for such an earthquake (Houston 2001; Table 5). Note that we included stress drop ratios both lower and higher than 1.0, assuming no particular dependence of stress drop on seismic moment, as the stress drop scaling with

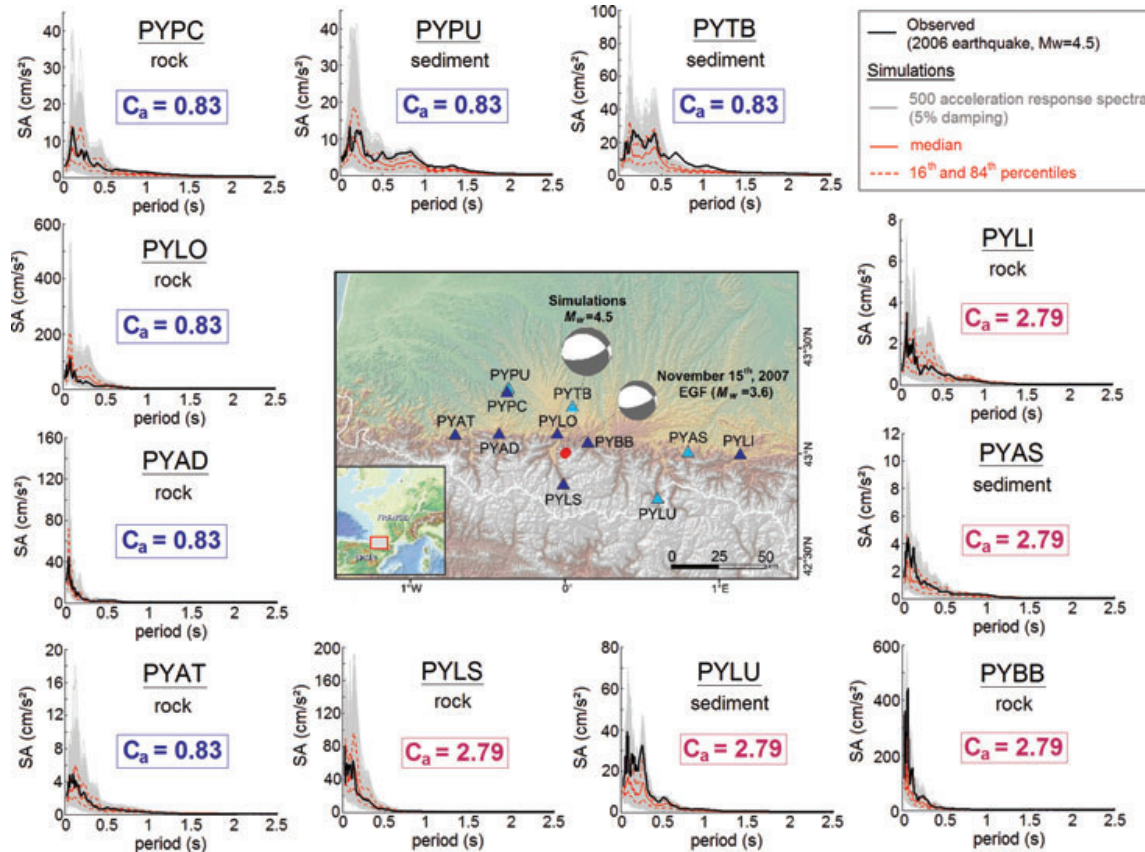


Figure 9. Elastic response spectra in acceleration of the observed 2006 earthquake (in black) at each station, for the eastern component. Superimposed are the median and 84th–16th percentiles (in red) computed from 500 acceleration response spectra (in grey). The parameter C_a is adjusted depending on the location of the station with respect to the directivity of the rupture: $C_a = 2.79$ for directive stations and $C_a = 0.83$ for antidirective stations.

magnitude remains debated (e.g. Ide & Beroza 2001; Allmann & Shearer 2009).

For each value of C , we produced for each station a set of 500 different synthetic accelerograms that could be generated by an $M_w = 6.1$ earthquake. As seven different values of C are tested, we obtained a total of 3500 simulations for each station and each component. Fig. 12(a) shows the influence of the stress drop ratio parameter C on ground motion amplitudes: spectral acceleration levels increase with increasing C values. To characterize the ground motion variability resulting from the unknown stress drop, we computed for each period a median value of the spectral accelerations and the 84th–16th percentiles, which correspond to one standard deviation (Fig. 12b).

6.2 Simulation results

Fig. 13 shows the ground motion levels, in terms of spectral accelerations and PGA, obtained from our simulations. The highest spectral accelerations and PGA values are obtained at station PYLO (on rock) located in the city of Lourdes. The median PGA value is equal to 172 cm s^{-2} , and the 84th percentile leads to a value of 347 cm s^{-2} for PGA at this station. Note that this station has an epicentral distance of only 9 km, which is theoretically at the limit of application of EGF simulation methods (Irikura & Kamae 1994). We also estimated ground motions at stations located in the largest cities of the region. For station PYTB (on sediment) located in the city of Tarbes at an epicentral distance of 23 km, a median PGA

value of 54 cm s^{-2} is obtained. A local site effect is observed, with in particular a peak in acceleration at period $T \sim 0.4 \text{ s}$. In the city of Pau, at an epicentral distance of about 43 km, we obtained respectively for the stations PYPC (on rock) and PYPY (on sediment) median PGA values of 20 cm s^{-2} and 24 cm s^{-2} . They are almost the same at both stations in spite of different soil conditions, but the shapes of response spectra are different, with an amplification at period $T \sim 0.8 \text{ s}$ at PYPY. The comparison of the spectra at the two stations, PYAT (on rock) and PYLU (on sediment), located at the same epicentral distance, reveals spectral accelerations and PGA values twice as large at PYLU as at PYAT. We also note that station PYAD exhibits unexpected high spectral accelerations and PGA values, for an epicentral distance of 35 km. This station, located on rock at the top of a crest, is subject to a topographic site effect, which amplifies the high frequencies (Drouet *et al.* 2007).

In recent seismic hazard assessment studies, the acceleration levels expected for this region of the Pyrenees differ significantly from one study to another. Dubos *et al.* (2004) extrapolated PGA values obtained at PYLO for different magnitudes after attenuation correction. They estimated a maximum horizontal PGA of $100 \pm 20 \text{ cm s}^{-2}$ at Lourdes (on rock) for a magnitude 6 earthquake occurring 10 km from the city. Marin *et al.* (2004) performed a probabilistic seismic hazard assessment for the French home territory, they obtained a maximum horizontal PGA around 67 cm s^{-2} for a 475-yr return period (which corresponds to a 10 per cent probability of over-passing this acceleration in 50 yr). In a probabilistic seismic hazard assessment for the Pyrenean region using both French and

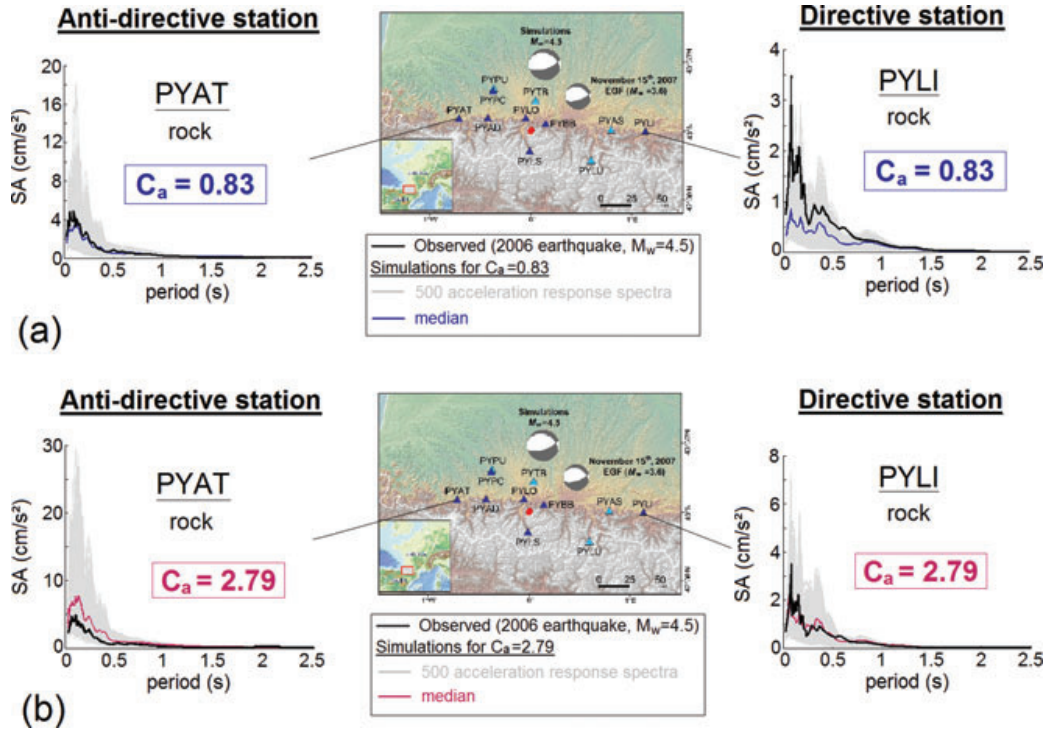


Figure 10. Examples of simulation results for PYAT and PYLI stations (eastern component) when the C_a parameter is not adjusted to account for the directivity of the rupture. (a) When C_a is set to 0.83, we obtain an underestimation of the observed ground motions (in black) for the directive station PYLI; (b) When C_a is set to 2.79, we obtain an overestimation of observed ground motions (in black) for the antirective station PYAT.

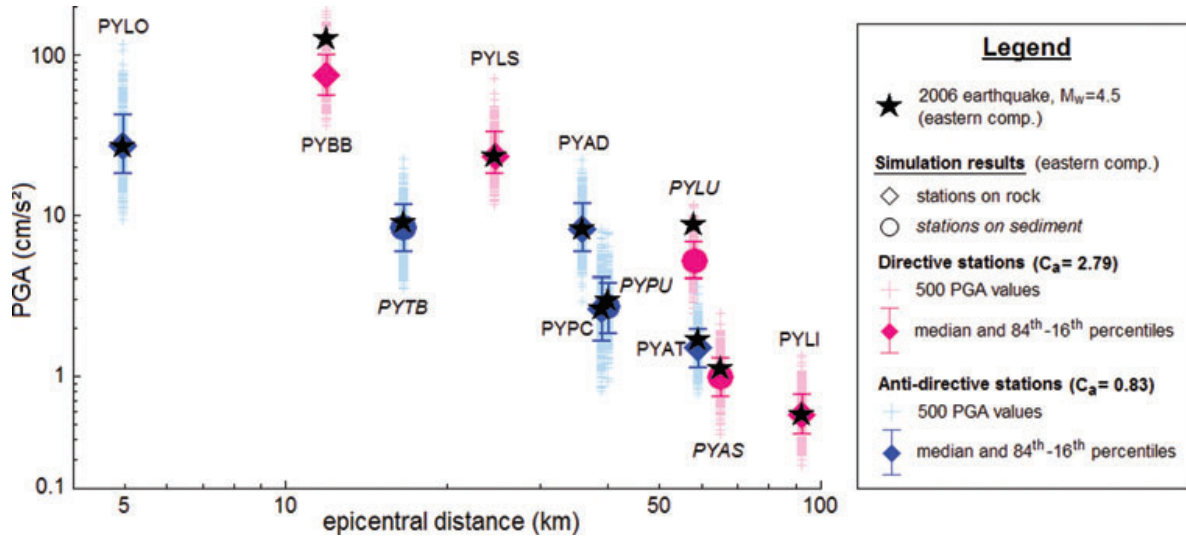


Figure 11. PGA values observed for the 2006 earthquake (black stars) as a function of epicentral distance, compared with the median PGA values and 16th–84th percentiles computed from 500 simulations at each station (eastern component). Note the influence of the directivity, which induces higher PGAs for the directive stations (in red) than for the antirective ones (in blue).

Spanish data, Secanell *et al.* (2008) come to higher values, with a median PGA up to $150\text{--}200\text{ cm s}^{-2}$ for a 475-yr return period. Our acceleration results for the simulation of the $M_w = 6.1$ event are thus globally in fair agreement with previous published results.

6.3 Comparison with Ground Motion Prediction Equations (GMPEs)

A validation of our simulation may be made by comparing our results with different empirical GMPEs. As the low seismic activity

in France does not allow to derive a specific GMPE, we used GMPEs obtained for other regions in the world. Over the years, a large number of GMPEs have been proposed (Douglas 2003) and one of the difficulties is to select a GMPE that could be appropriate for the Pyrenees. In the study of Drouet *et al.* (2007), eight published GMPEs adapted to shallow crustal events were tested for their applicability to Pyrenean earthquakes, by using the method of Scherbaum *et al.* (2004). Among the studied empirical models, they found that the GMPE developed by Lussou *et al.* (2001)

Table 5. Input parameters for the simulation of the $M_w = 6.1$ earthquake by using the 2007 earthquake ($M_w = 3.6$) as an EGF. The moment magnitude M_w of the target event, the moment magnitude m_w and the corner frequency f_c of the EGF are fixed input parameters. The static stress drop ratio C is a variable input parameter taking seven different values in the range [0.38–3.43]. T_r is the corresponding rupture duration value.

Fixed input parameters		
M_w	m_w	f_c (Hz)
6.1	3.6	3.3
Variable input parameter		
C	T_r (s)	
0.38	7.57	
0.43	7.27	
0.74	6.06	
1.02	5.45	
1.45	4.85	
2.16	4.24	
3.43	3.64	

from Japanese K-net data is the best-ranked GMPE (quality class B) for Pyrenean earthquakes, whereas the other ones over-predict the observed ground accelerations. The GMPEs of Berge-Thierry *et al.* (2003) and Ambraseys *et al.* (1996), which are usually used in seismic hazard studies in France, are respectively ranked as ‘acceptable’ (class C) and ‘unacceptable’ (class D). However, as noted by the authors, the GMPEs were evaluated by applying the method to low-magnitude earthquakes ($M_w \leq 4.0$).

We finally decided to compare our simulation results with the GMPEs of Lussou *et al.* (2001), Berge-Thierry *et al.* (2003) and Ambraseys *et al.* (2005) (Table 6). The latter are developed for estimation of PGA and pseudospectral accelerations (with 5 per cent damping). All these GMPEs include soil class as an explanatory variable, with a site classification based on the shear velocity average over the uppermost 30 m (V_{S30}). Ambraseys *et al.* (2005) also incorporate style-of-faulting as an explanatory variable. Each GMPE uses different magnitude and distance definitions, thus modifications must be considered to account for these disparities. The

GMPE of Ambraseys *et al.* (2005) directly uses moment magnitude M_w , whereas the GMPEs of Lussou *et al.* (2001) and Berge-Thierry *et al.* (2003), respectively use Japanese Meteorological Agency magnitude M_J and surface-wave magnitude M_S . However, for a value of moment magnitude M_w of about 6.0, it is found that M_J , M_S and M_w are close to each other (Heaton *et al.* 1986). For source-to-site distance definition, Ambraseys *et al.* (2005) use the Joyner & Boore (1981) distance to the surface projection of the fault. In our study, the fault dimension of the target earthquake is unknown, so we use epicentral distances instead.

Fig. 14 shows the comparison between the PGA values obtained from our simulations and those predicted by the selected GMPEs for an $M_w = 6.1$ earthquake. For each station, median and 84th–16th percentile PGA values are compared with the PGA levels predicted by the GMPEs, as a function of source-to-site distance. For Lussou *et al.* (2001) and Berge-Thierry *et al.* (2003) GMPEs, both the north–south and the east–west components are shown. For Ambraseys *et al.* (2005), only the largest PGA-value from the two horizontal components is given. The empirical equations used are those corresponding to rock site condition, whereas for simulation results both stations on rock and sediment are represented.

Globally, our simulation results are in good agreement with the three GMPEs up to a distance of 60 km. This successful result is an important validation of our simulations. A very good agreement is obtained with the equation of Ambraseys *et al.* (2005), whereas our results are slightly above the GMPE of Lussou *et al.*, and slightly below that of Berge-Thierry *et al.* (2003). Moreover, the PGA standard deviations obtained for the simulations and those predicted by the GMPEs are similar. This indicates that varying the C parameter in our simulations successfully reproduces (in a statistical sense) the variability of stress drop and directivity of the real earthquakes of similar magnitudes ($M_w \sim 6.1$). These results are thus quite encouraging. Note that a detailed study of the standard deviations obtained from simulations can be found in Beauval *et al.* (2009) using that same method but another database.

For distances greater than 60 km, all GMPEs supply PGA values higher than those obtained from simulations. As our simulations are based on recordings of a small magnitude event ($M_w = 3.6$), the latter observation can be explained by a decay rate of ground motion peak value with distance dependent on the magnitude. Indeed, PGAs from small events attenuate faster with distance than those generated from large events (e.g. Ambraseys *et al.* 2005; Bragato & Slejko 2005; Cotton *et al.* 2008).

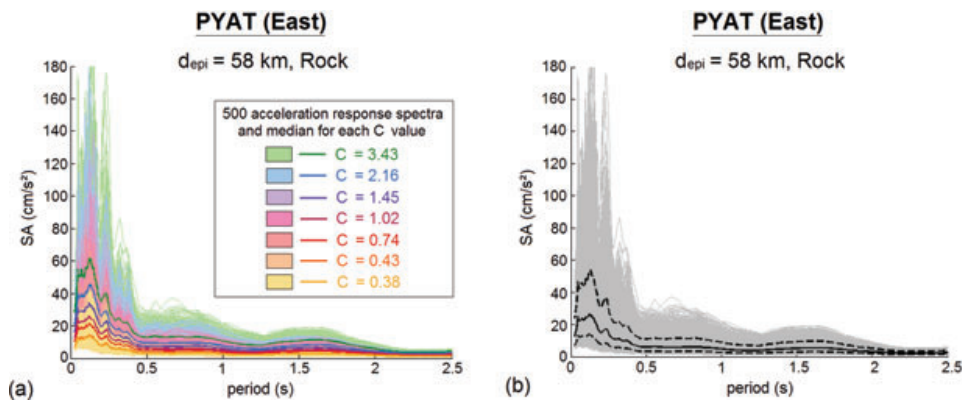


Figure 12. (a) Seven sets of 500 acceleration response spectra (5 per cent damping) obtained for each stress drop ratio parameter C , tested for the simulation of a $M_w = 6.1$ earthquake at station PYAT (eastern component). Median spectral accelerations computed for each C value are superimposed; (b) Overall spectral acceleration distribution including an uncertainty on the stress drop ratio parameter C (in grey) and median with 84th–16th percentiles (in black).

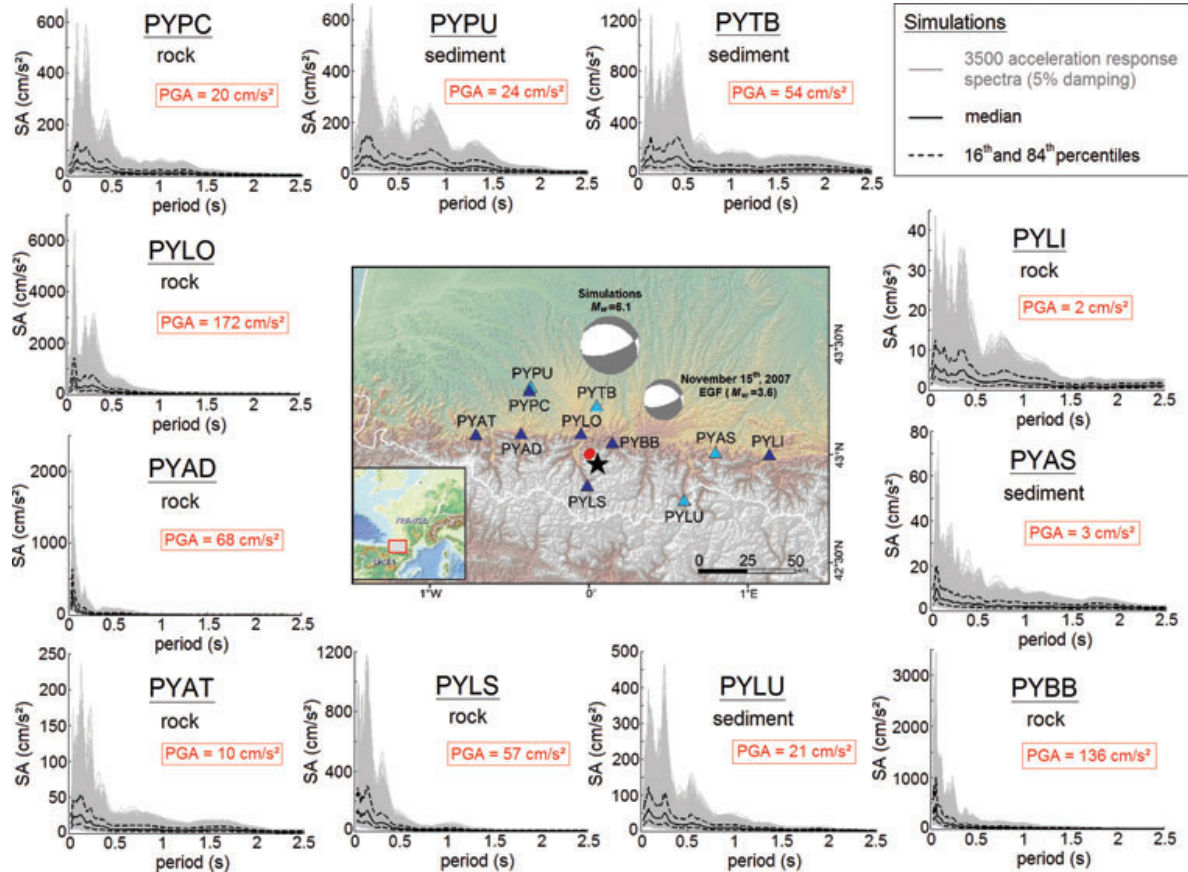


Figure 13. Simulation results in terms of acceleration response spectra (in grey) and median PGA (values in red) obtained for a $M_w = 6.1$ earthquake at each station (eastern component). Median and 84th–16th percentiles (in black) are computed from the overall spectral acceleration distribution including an uncertainty on the stress drop ratio parameter C .

Table 6. Ground motion prediction equations (GMPEs) used for the comparison with simulation results. Magnitude and distance definitions and their range of validity are given for each. M_J is Japanese Meteorological Agency magnitude, M_S is surface-wave magnitude, M_w is moment magnitude, R_{hypo} is hypocentral distance and R_{JB} is Joyner & Boore (1981) distance.

Authors	Area and time coverage of data set	Magnitude range of validity	Distance range of validity (km)	Horizontal component definition
Lussou <i>et al.</i> (2001)	Japan 1996–1998	$3.5 \leq M_J \leq 6.3$	$10 \leq R_{\text{hypo}} \leq 200$	Not specified
Berge-Thierry <i>et al.</i> (2003)	Europe (83 per cent) California (17 per cent) 1952–1997	$4.0 \leq M_S \leq 7.9$	$4 \leq R_{\text{hypo}} \leq 330$	Both horizontal components
Ambraseys <i>et al.</i> (2005)	Europe and Middle East 1973–2003	$M_w \geq 5.0$	$R_{\text{JB}} < 100$	Larger horizontal component

7 COMPARISON BETWEEN SIMULATION RESULTS AND MACROSEISMIC INTENSITIES OF THE 1660 EARTHQUAKE

This part of the study consists in comparing our acceleration predictions at the 11 stations with macroseismic intensities of the 1660 historical event (Fig. 15).

During the last decades, many studies have been conducted to establish correlation equations that relate instrumental ground motion parameters to observed intensity information (e.g. Murphy & O'Brien 1977; Trifunac & Brady 1975; Ambraseys 1974, for the oldest ones). These ground motion intensity conversion equations (GMICEs) are empirically derived from regression analysis of the

database for which both ground motion records and nearby intensity observations are available. GMICEs are mostly developed for rapid damage assessment, like shake map applications. However, the availability of such empirical relationships also enables us to estimate possible ground motion parameter ranges of historical earthquakes. In our case, GMICEs provide us with the opportunity to make a direct link between our ground motion simulations and the intensities of the 1660 historical earthquake.

To transform our simulated PGA and PGV values into intensity values, we used three different PGA-Intensity and PGV-Intensity empirical relationships recently developed by Wald *et al.* (1999), Atkinson & Kaka (2007) and Tselentis & Danciu (2008). The data sets used to derive these GMICEs and their intensity ranges of

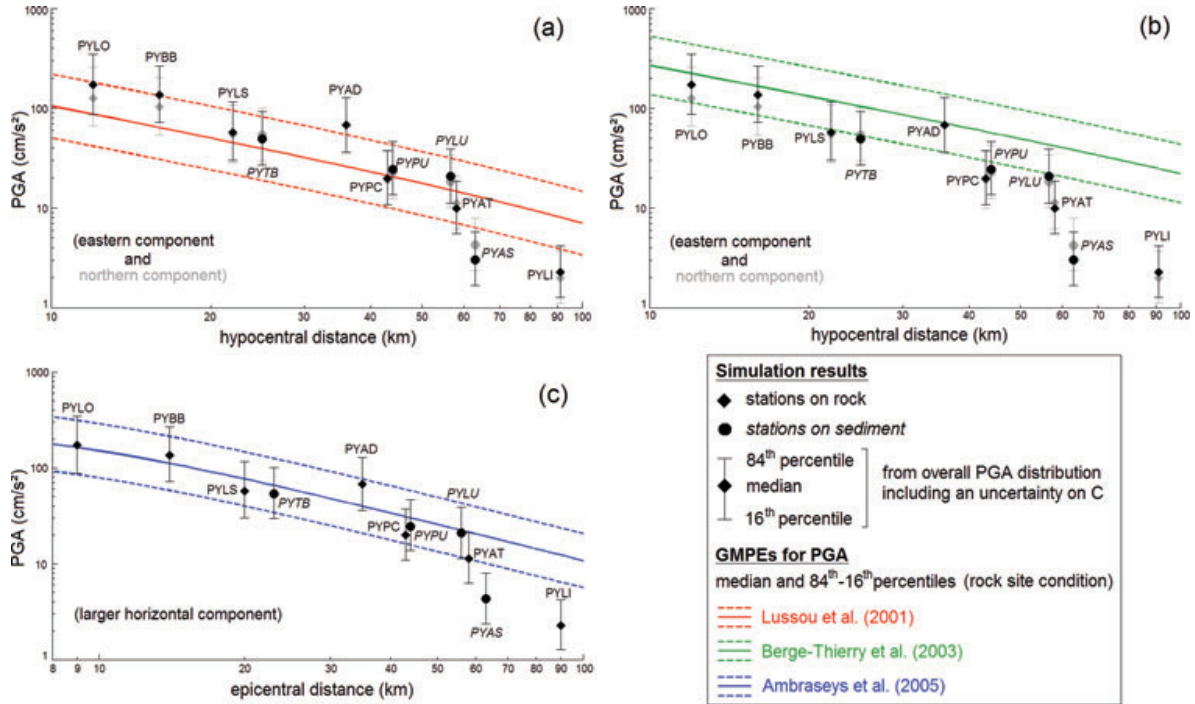


Figure 14. Peak Ground Accelerations obtained from simulation of the $M_w = 6.1$ earthquake at each station (both at rock and soil sites) as a function of source-to-site distance. Black and grey symbols are for the eastern and northern components, respectively. Median and 84th–16th percentiles are computed from overall PGA distribution including an uncertainty on the stress drop ratio parameter C . They are compared with PGA values predicted for rock site conditions by the ground motion prediction equations of (a) Lussou *et al.* (2001) on both horizontal components (black: east, grey: north); (b) Berge-Thierry *et al.* (2003) on both horizontal components (black: east, grey: north); (c) Ambraseys *et al.* (2005) for the larger horizontal component.

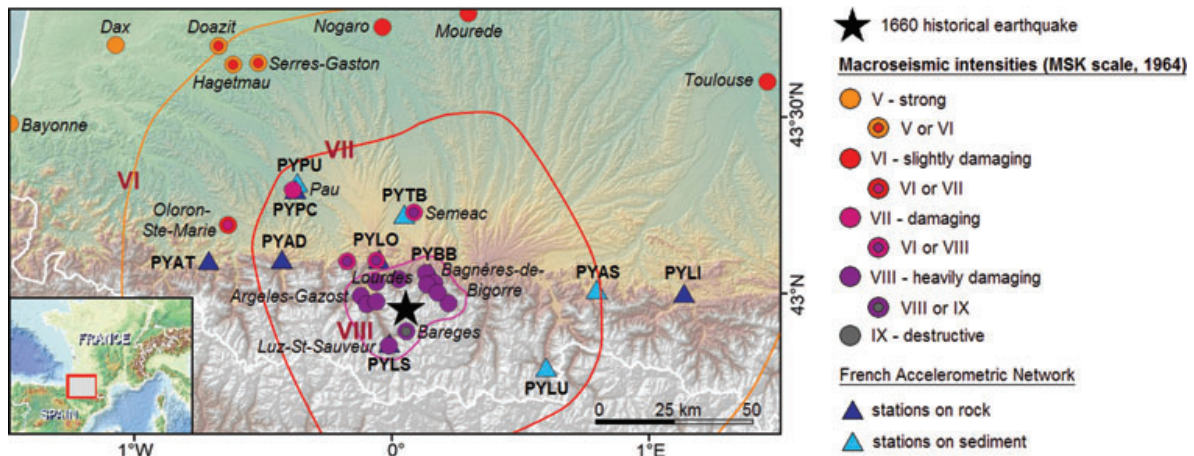


Figure 15. Macroseismic intensities (MSK scale, 1964) and isoseists for the 1660 June 21, historical earthquake. The macroseismic epicentre of the 1660 event is plotted as a black star with a location uncertainty of about 10 km. The intensity value assigned to each point was assessed from interpretation of available historical documents where felt shaking and damage was reported (SisFrance catalogue, BRGM *et al.* 2004).

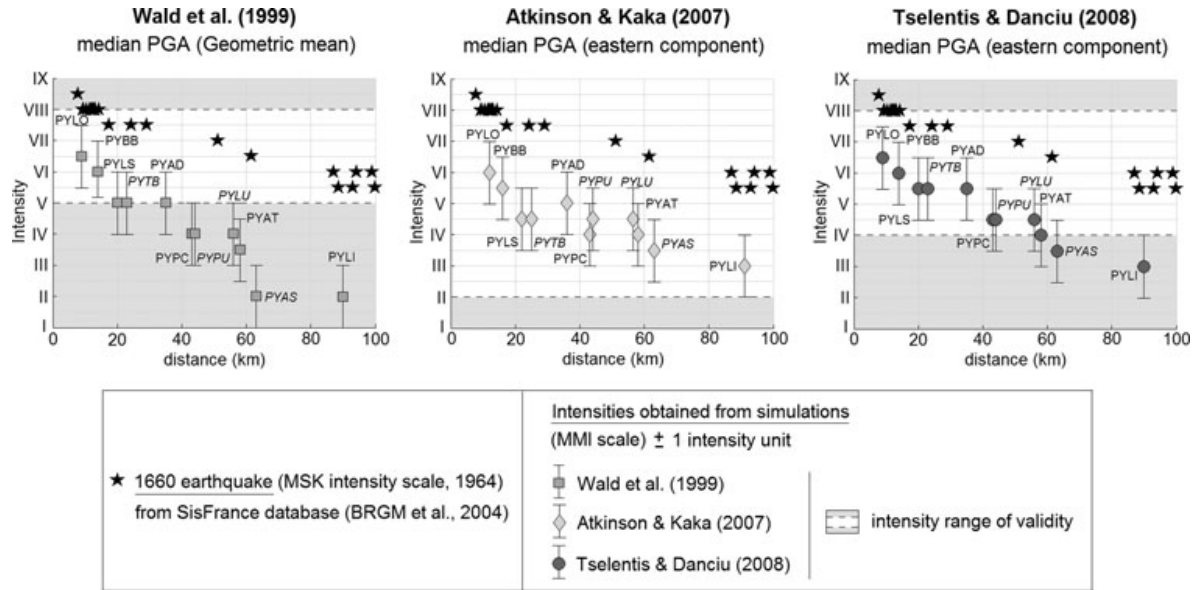
validity are indicated in Table 7. Wald *et al.* (1999) empirical relationships are those usually used to produce shake maps in California. These PGA-Intensity and PGV-Intensity correlation equations are obtained from eight large Californian earthquakes. Atkinson & Kaka (2007) relationships were developed from small to moderate earthquakes both felt and recorded in the central United States region. This database was supplemented with data from larger events that occurred in California. The equations defined by Atkinson & Kaka (2007) take into account the influence of magnitude and distance, which is not the case for the equations of Wald *et al.* (1999).

The empirical relationships developed by Tselentis & Danciu (2008) are based on data recorded in Greece and include effects of magnitude, distance and local soil conditions. Note that intensity values cannot be estimated from these equations with a precision better than one unit.

Using these three GMICEs, we computed an intensity level for each station from median values of PGA obtained from simulations. In Fig. 16, the intensity ranges obtained from ground motion simulations are compared with macroseismic intensities of the 1660 historical earthquake (SisFrance, BRGM *et al.* 2004). We note that

Table 7. Data sets used to derive ground motion intensity conversion equations (GMICEs), with their intensity range of validity and the horizontal component definition.

Authors	Data set	Intensity range of validity	Horizontal component definition
Tselentis & Danciu (2008)	Greece (1973–1999) $4 \leq M_w \leq 6.9$	$IV \leq MMI \leq VIII$	Both horizontal components
Wald <i>et al.</i> (1999)	California (1971–1994) $5.8 \leq M_w \leq 7.3$	$V \leq MMI \leq VIII$	Geometric mean
Atkinson & Kaka (2007)	Central United States (2000–2005) $1.8 \leq M_w \leq 4.6$ + California (2000–2004) $3.5 \leq M_w \leq 7.1$	$II \leq MMI \leq IX$	Both horizontal components

**Figure 16.** Comparison between macroseismic MSK intensities of the 1660 earthquake (SisFrance, BRGM *et al.* 2004) and intensity levels (MMI scale) expected at each station from the ground motion simulations of an $M_w = 6.1$ earthquake. For each station, median values of PGA of simulations (including an uncertainty on the stress drop ratio parameter) are transcribed into intensity values (\pm one intensity unit) by using PGA-Intensity empirical relationships of Wald *et al.* (1999), Atkinson & Kaka (2007) and Tselentis & Danciu (2008).

two different intensity scales are used: macroseismic intensities of the 1660 event are expressed in the MSK scale (Medvedev *et al.* 1964), whereas the results obtained from empirical relationships are expressed in the Modified Mercalli Intensity scale (Wood & Neumann 1931; see Musson *et al.* (2009) for a review of a large number of intensity scales). However, as shown by Barosh (1969), the two scales are essentially similar over their whole range of values. Fig. 16 clearly shows that intensity values obtained from PGA of simulations are too small compared with macroseismic intensities of the 1660 earthquake. For example, at a distance of about 10 km we obtained intensity values equal to VI or VI–VII from simulations, where the reported intensity is VIII, corresponding to major destruction (as reported in historical documents for the cities of Lourdes and Bagnères-de-Bigorre). From the 84th percentile values of PGA, intensity reach a maximal value of VII at a distance of 10 km. Similar results are obtained with the PGV, which is sometimes recognized as a better indicator of the destructive potential of ground motions than PGA (e.g. Wald *et al.* 1999; Boatwright *et al.* 2001; Kaka & Atkinson 2004). Moreover, even if the three different GMICEs used here are developed for different regions of the world, the results are in good agreement between themselves. Thus, on the whole, there is a difference of up to two intensity units between

macroseismic intensities assessed for the 1660 earthquake and intensity levels predicted by empirical relationships from simulation results.

8 DISCUSSION: WAS THE 1660 EARTHQUAKE LARGER THAN $M_w = 6.1$?

In this section, we observed that intensity levels corresponding to our ground motion simulations of an $M_w = 6.1$ earthquake were clearly lower than macroseismic intensities of the 1660 historical earthquake. This result led us to discuss the origin of this discrepancy, in particular to question whether the 1660 event was larger than an $M_w = 6.1$ earthquake. To make a critical analysis of this hypothesis, the following points must be discussed:

8.1 Macroseismic information: epicentre and depth

Collecting historical information to establish macroseismic maps is not an easy task. For the 1660 event, the macroseismic epicentre appears rather well defined (within 10 km). However, if the 1660 event had a strong directivity, the macroseismic epicentre might be

shifted by several kilometres with respect to the real epicentre (e.g. Grandin *et al.* 2007, for the 1755 great Lisbon earthquake). Thus the location of the 1660 event may be somewhat different from that of the two recent small events.

No information is known about the depth of the 1660 event. The distance between isoseists is informative of this depth, thus depth may theoretically be retrieved from the macroseismic maps if an attenuation model is available (Levret *et al.* 1994). Although the depth is not given in the historical catalogues for this event, its isoseists are clearly those of a superficial event, similar to most of the Pyrenean events. Levret *et al.* (1994) show that 70 per cent of the foci of French historical events are in the depth range of 2.5–12.5 km. Instrumental seismicity also reveals that most of the earthquakes in the Lourdes region are between 5 and 13 km in depth (Rigo *et al.* 2005). It is thus realistic to ascribe to the 1660 event the same depth as that of the small event used as an EGF.

8.2 Macroseismic information: intensity–magnitude relationship

The macroseismic magnitude of the 1660 event ($M_1 = 6.1 \pm 0.4$; Levret *et al.* 1996) was obtained by using the Levret *et al.* (1994) relationship between local magnitude, intensity and focal distance. This empirical relationship was established from 73 French earthquakes for which macroseismic data and instrumental magnitudes are both available.

Uncertainties accumulate at each step of historical data analysis. The determination of intensity from damage is partially subjective. Intensity values depend on site conditions, their values for a given magnitude and a given distance are thus very scattered. The uncertainty on focal depth should also have a small impact on the magnitude estimate: the magnitude would be underestimated if the focal depth is underestimated.

A more critical point is that the magnitude–intensity relationship is established with only two events with $M_1 \geq 6$, and with a maximum intensity of VII. It is thus poorly constrained for large events. Moreover, a single relationship is established for the whole French home territory, whereas significant regional variations in attenuation have been observed (Drouet *et al.* 2010). The strong attenuation in the Pyrenees may result in an underestimation of the magnitudes from the standard intensity–magnitude relationship.

Finally, the magnitude determined by Levret *et al.* (1996) is a local magnitude M_1 , whereas we use a moment magnitude M_w for simulating the ground motions. For moderate Pyrenean events, Drouet *et al.* (2005) found a difference of about 0.5 between these two magnitudes. It is also the case for the two small events used in this paper (the 2006 event, $M_1 = 5.0$, $M_w = 4.5$, and the 2007 event, $M_1 = 4.1$, $M_w = 3.6$). This magnitude difference, extrapolated to large events, predicts a moment magnitude of about $M_w = 5.6$ for the 1660 event. With such a low value, the agreement between our simulated ground motions and the macroseismic data would be worse. Note, however, that the moment magnitude proposed by Cara *et al.* (2008) for the 1660 event, $M_w = 6.1$, suggests that the difference between M_1 and M_w cannot be extrapolated to large earthquakes.

8.3 Macroseismic information: ground motion values

The use of GMICEs to transcribe simulation results into intensity values is another source of difficulties. Macroseismic intensity represents, on a qualitative and discrete scale, a complex function between ground motions, damage levels and human perception of

shaking. Response of the structures to shaking and human sensitivity are both frequency-dependent. On the other hand, each ground motion parameter (in particular PGA) concerns different characteristics and frequency content of the seismogram (Souriau 2006). A correlation equation between instrumental ground motion parameters and macroseismic intensity thus includes hidden parameters, such as frequency. The resistance of buildings, which has increased through centuries, is another difficulty in the comparison of the intensity data of the 1660 event with equations derived from recent intensity measurements. The punctual intensity values obtained from the simulation were not obtained at the same points as those used to derive the intensity map, which is an additional source of uncertainty. Moreover, most of our accelerometric measurements are at rock site conditions, whereas macroseismic intensity values mostly come from the cities and villages, which are built in the sedimentary basins. Thus, when used to predict intensity levels from simulation results, GMICEs should thus be considered in a critical way.

8.4 Shortcomings of the simulation method

Assuming the magnitude $M_w = 6.1$ ascribed to the 1660 earthquake is correct, some shortcomings of the EGF simulation method should be pointed out to explain differences between simulation results and intensity data of the 1660 event.

For the computation of ground motion simulations, we have assumed that location, focal depth and focal mechanisms are the same for the 1660 event and for the small earthquake used as an EGF. This dependence on the EGF characteristics is not a shortcoming of the method in itself. However, a different fault mechanism or depth for the 1660 event cannot be excluded. It would perturb the results in a way, which is unfortunately difficult to quantify.

The EGF method does not account for nonlinear soil behaviour. This point is certainly not crucial to our study because the levels of acceleration found are rather low and should not induce non-linear effects.

This simulation method is based on a point-source representation of the fault, thus it does not allow us to take precisely into account a specific directivity effect of the rupture. Nothing is known about the rupture of the 1660 event. Therefore, to substitute for the directivity effect, we ran different simulations for which the stress drop parameter C was set at different values corresponding to rupture durations from 3.6 to 7.6 s for the target event. The good fit of the GPMs suggests our simulations are correct; however, the underprediction of the intensities led us to wonder whether the ground motion variability produced by our simulations is large enough.

In summary, interpretation of the macroseismic data of the 1660 earthquake is far from simple. It is possibly affected by location, magnitude, and by the difficulty to convert intensity data into ground motion values. Furthermore, the simulation method might have underestimated the radiation of the 1660 event because of the impossibility to account for the details of the rupture. All of these reasons lead us to speculate whether the 1660 event could have a M_w magnitude larger than 6.1, but we cannot give a definite conclusion in this respect. Alternatively, macroseismic intensities may have been overestimated due to the poor quality of the constructions and to their locations on sediment.

9 CONCLUSION

Using the opportunity provided by two moderate earthquakes ($M_w = 3.6$ and $M_w = 4.5$), well recorded by an accelerometric

network in the Pyrenees, we simulated seismograms of a larger event similar to the 1660 historical earthquake, that caused severe damage and casualties. We first validated the approach by simulating the $M_w = 4.5$ event using the $M_w = 3.6$ event as an EGF. Data analysis revealed a clear directivity effect of the rupture process of the $M_w = 4.5$ event which, once taken into account, led to a very good agreement between observations and simulations. The directivity effect was formally taken into account by means of a 'station-dependent' stress drop ratio parameter. In this example, we observed that directivity effect has an influence on ground motion levels comparable to that of site effects.

Using the $M_w = 3.6$ event, which does not exhibit directivity in its rupture, we then simulated the 1660 historical event for which a magnitude of $M_w = 6.1$ has been proposed. This simulation allowed us to generate realistic seismograms and to estimate the PGA in the main cities where destruction was reported. One of the important results is the good agreement between simulated PGA values and the predictions of empirical ground motion equations for an $M_w = 6.1$ event. Our simulation results were then converted into macroseismic intensity using three published empirical GMICES. We found that our values were always lower than the macroseismic intensities collected. This inconsistency led us to discuss whether the 1660 event had a magnitude larger than $M_w = 6.1$, or alternatively to question the validity of the conversion from intensities to magnitudes.

The approach we have developed nevertheless appears very promising for simulating the ground motion of a large earthquake, when only the records of small earthquakes are available. This gives an interesting complement to the intensity map for anticipating damage in the case of large events, for defining seismic zoning and for specifying seismic building codes in a region.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank the persons in charge of the seismological and accelerometric networks in the French Pyrenees, particularly Mathieu Sylvander and Marie Calvet at the Observatoire Midi-Pyrénées, and Pascal Dominique at the Bureau de Recherches Géologiques et Minières. We also thank the staff of the RAP (Réseau Accélérométrique Permanent Français), which provides open, high quality data. We thank David Baumont from the Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire and Michel Cara from the Bureau Central de Sismologie Français, for fruitful discussions. We also thank M. Cocco, J. Zaradnick and an anonymous reviewer for their remarks and questions that helped to improved the manuscript. Financial support for the grant thesis has been provided by the French Ministry of Environment through the Groupement d'Interêt Scientifique GIS-RAP, and by the French Ministry of Enseignement Supérieur et Recherche.

REFERENCES

Aki, K., 1967. Scaling law of seismic spectrum, *J. geophys. Res.*, **72**, 1217–1231.
 Alasset, P.-J. & Meghraoui, M., 2005. Active faulting in the western Pyrénées (France): paleoseismic evidence for late Holocene ruptures, *Tectonophysics*, **409**, 39–54.
 Allmann, B.P. & Shearer, P.M., 2009. Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes, *J. geophys. Res.*, **114**, B01310, doi:10.1029/2008JB005821.
 Ambraseys, N., 1974. The correlation of intensity with ground motions, in

Proceedings of the 14th Conf. of the European Seismological Commission, Trieste, Italy.
 Ambraseys, N., Simpson, K.A. & Bommer, J.J., 1996. Prediction of horizontal response spectra in Europe, *Int. J. Earthq. Eng. Struct. Dyn.*, **25**, 371–400.
 Ambraseys, N.N., Douglas, J., Sarma, S.K. & Smit, P.M., 2005. Equations for the estimation of strong ground motions from shallow crustal earthquakes using data from Europe and the Middle-East: horizontal peak ground acceleration and spectral acceleration, *Bull. seism. Soc. Am.*, **3**, 1–53, doi:10.1007/s10518-005-0183-0.
 Atkinson, G.M. & Kaka, S.I., 2007. Relationships between felt intensity and instrumental ground motion in the central United States and California, *Bull. seism. Soc. Am.*, **97**, 497–510.
 Barosh, P.K., 1969. Use of seismic intensity data to predict the effects of earthquakes and underground nuclear explosions in various geological settings, *US Geol. Surv. Bull.*, 1279, Washington D.C., 93pp.
 Beauval, C., Honoré, L. & Courbouloux, F., 2009. Ground-motion variability and implementation of a probabilistic-deterministic hazard method, *Bull. seism. Soc. Am.*, **99**, 2992–3002, doi:10.1785/0120080183.
 Beeler, N.M., Wong, T.F. & Hickman, S.H., 2003. On the expected relationships between apparent stress, static stress drop, effective shear fracture energy and seismic efficiency, *Bull. seism. Soc. Am.*, **93**, 1381–1389.
 Berge-Thierry, C., Cotton, F., Scotti, O., Griot-Pommera, D.A. & Fukushima, Y., 2003. New empirical response spectral attenuation laws for moderate European earthquakes, *J. Earthq. Eng.*, **7**, 193–222.
 Bernard, P., Czitrom, G., Dubié, J.-Y., Godefroy, P., Lambert, J. & Levret-Albaret, A., 1997. *Les tremblements de Terre en France*, ed. Lambert J., Editions BRGM, Orléans, 196pp.
 Boatwright, J., 2007. The persistence of directivity in small earthquakes, *Bull. seism. Soc. Am.*, **97**, 1850–1861.
 Boatwright, J., Thywissen, K. & Seekins, L., 2001. Correlation of ground motion and intensity for the 17 January 1994 Northridge, California, earthquake, *Bull. seism. Soc. Am.*, **91**, 739–752.
 Bragato, L. & Slejko, D., 2005. Empirical ground-motion attenuation relations for the eastern Alps in the magnitude range 2.5–6.3, *Bull. seism. Soc. Am.*, **95**, 252–276.
 BRGM-IRSN-EDF *et al.*, 2004. Histoire et caractéristiques des séismes ressentis en France métropolitaine et sur ses abords, SisFrance catalog. Available at: <http://www.sisfrance.net/> (last access 2010 September).
 Brune, J.N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. geophys. Res.*, **75**, 4997–5009.
 Cara, M., Alasset, P.-J. & Sira, C., 2008. Magnitude of historical earthquakes, from macroseismic data to seismic waveform modelling: application to the Pyrenees and a 1905 earthquake in the Alps, *Historical Seismol.*, **2**, 369–384, doi:10.1007/978-1-4020-8222-1_18.
 Choukroune, P., 1992. Tectonic evolution of the Pyrenees, *Annu. Rev. Earth planet. Sci.*, **20**, 143–158.
 Cotton, F., Pousse, G., Bonilla, F. & Scherbaum, F., 2008. On the discrepancy of recent European ground-motion observations and predictions from empirical models: analysis of Kik-net accelerometric data and point-sources stochastic simulations, *Bull. seism. Soc. Am.*, **98**, 2244–2261, doi:10.1785/0120060084.
 Courbouloux, F., Converset, J., Balestra, J. & Delouis, B., 2010. Ground-motion simulations of the 2004 Mw 6.4 Les Saintes, Guadeloupe, earthquake using ten smaller events, *Bull. seism. Soc. Am.*, **100**, 116–130, doi:10.1785/0120080372.
 Deichmann, N., 2006. Local magnitude, a moment revisited, *Bull. seism. Soc. Am.*, **96**, 1267–1277, doi:10.1785/0120050115.
 Douglas, J., 2003. Earthquake ground motion estimation using strong-motion records: a review of equations for the estimation of peak ground acceleration and response spectral ordinates, *Earth Sci. Rev.*, **61**, 43–104.
 Drouet, S., Souriau, A. & Cotton, F., 2005. Attenuation, seismic moments, and site effects for weak-motion events: application to the Pyrenees, *Bull. seism. Soc. Am.*, **95**, 1731–1748, doi:10.1785/0120040105.
 Drouet, S., Scherbaum, F., Cotton, F. & Souriau, A., 2007. Selection and ranking of ground motion models for seismic hazard analysis in the Pyrenees, *J. Seism.*, **11**, 87–100, doi:10.1007/s10950-006-9039-6.

- Drouet, S., Cotton, F. & Guéguen, P., 2010. v_{S30} , k , regional attenuation and M_w from accelerograms: application to magnitude 3–5 French earthquakes, *Geophys. J. Int.*, **182**, 880–898, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04626.x.
- Dubos, N., Sylvander, M., Souriau, A., Ponsolles, C., Chevrot, S., Fels, J-F. & Benahmed, S., 2004. Analysis of the 2002 May earthquake sequence in the central Pyrenees, consequences for the evaluation of the seismic risk at Lourdes, France, *Geophys. J. Int.*, **156**, 527–540, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02091.x.
- Gagnepain, J., Modiano, T., Cisternas, A., Ruegg, J.C., Vadell, M., Hatzfeld, D. & Mezcuca, J., 1980. Sismicité de la région d'Arette (Pyrénées Atlantiques) et mécanismes au foyer, *Ann. Geophys.*, **36**, 499–508.
- Gagnepain-Beyneix, J., Haessler, H. & Modiano, T., 1982. The Pyrenean earthquake of February 29 1980, an example of complex faulting, *Tectonophysics*, **85**, 273–290.
- Grandin, R., Borges, J.F., Bezzegoud, M., Caldeira, B. & Carrilho, F., 2007. Simulations of strong ground motion in SW Iberia for the 1969 February 28 ($M_s = 8.0$) and the 1755 November 1 ($M \sim 8.5$) earthquakes – II. Strong ground motion simulations, *Geophys. J. Int.*, **171**, 807–822.
- Hartzell, S.H., 1978. Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.*, **5**, 1–4.
- Heaton, T.H., Tajima, F. & Mori, A.W., 1986. Estimating ground motions using recorded accelerograms, *Surv. Geophys.*, **8**, 25–83.
- Houston, H., 2001. Influence of depth, focal mechanism, and tectonic setting on the shape and duration of earthquake source time functions, *J. geophys. Res.*, **106**, 11 137–11 150.
- Ide, S. & Beroza, G.C., 2001. Does apparent stress vary with earthquake size? *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3349–3352.
- Irikura, K. & Kamae, K., 1994. Estimation of strong ground motion in broad-frequency band based on a seismic source scaling model and an empirical Green's function technique, *Annali di Geofisica*, **XXXVII**, 1721–1743.
- Joyner, W.B. & Boore, D.M., 1981. Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. seism. Soc. Am.*, **71**, 2011–2038.
- Joyner, W.B. & Boore, D.M., 1986. On simulating large earthquakes by Green's function addition of smaller earthquakes, in *Earthquake Source Mechanics*, Vol. 37, Maurice Ewing Series 6, pp. 269–274, eds Das, S., Boatwright, J. & Scholtz, C.H., American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Kaka, S.I. & Atkinson, G.M., 2004. Relationships between instrumental ground-motion parameters and modified Mercalli intensity in eastern North America, *Bull. seism. Soc. Am.*, **94**, 1728–1736.
- Kanamori, H. & Rivera, L., 2004. Static and dynamic scaling relations for earthquakes and their implications for rupture speed and stress drop, *Bull. seism. Soc. Am.*, **94**, 314–319.
- Kohrs-Sansorny, C., Courboux, F., Bour, M. & Deschamps, A., 2005. A two-stage method for ground-motion simulation using stochastic summation of small earthquakes, *Bull. seism. Soc. Am.*, **95**, 1387–1400.
- Lambert, J. & Levret-Albaret, A., 1996. Mille ans de séismes en France, *Ouest Editions*, Nantes, 78pp.
- Levret, A., Backe, J.C. & Cushing, M., 1994. Atlas of macroseismic maps for French earthquakes with their principal characteristics, *Nat. Haz.*, **10**, 19–46.
- Levret, A., Cushing, M. & Peyridieu, G., 1996. Recherche des caractéristiques de séismes historiques en France. Atlas de 140 cartes macro-sismiques, IPSN, Paris, France (2 vol.).
- Lussou, P., Fukushima, Y., Bard, P.Y. & Cotton, F., 2001. Seismic design regulation codes: contribution of Knet data to site effect evaluation, *J. Earthq. Eng.*, **5**, 13–33.
- Marin, S., Avouac, J-P, Nicolas, M. & Schlupp, A., 2004. A probabilistic approach to seismic hazard in metropolitan France, *Bull. seism. Soc. Am.*, **94**, 2137–2163.
- Medvedev, S., Sponheuer, W. & Karnik, V., 1964. Neue seismische Skala Intensity scale of earthquakes, 7.Tagung der Europäischen Seismologischen Kommission vom 24.9. bis 30.9.1962. Jena, *Veröff. Institut für Bodendynamik und Erdbebenforschung in Jena*, Vol. 77, pp. 69–76. Deutsche Akademie der Wissenschaften zu Berlin.
- Murphy, J.R. & O'Brien, L.J., 1977. The correlation of peak ground acceleration amplitude with seismic intensity and other physical parameters, *Bull. seism. Soc. Am.*, **67**, 877–915.
- Musson, R.M.W., Grünthal, G. & Stucchi, M., 2009. The comparison of macroseismic intensity scales, *J. Seism.*, **14**, 413–428, doi:10.1007/s10950-009-9172-0.
- Nocquet, J.-M. & Calais, E., 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe, *Pure appl. Geophys.*, **161**, 661–681.
- Olivet, J.L., 1996. La cinématique de la plaque Ibérique (Kinematics of the Iberian Plate), *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **20**, 131–195.
- Ordaz, M., Arboleda, J. & Singh, S.K., 1995. A scheme of random summation of an empirical Green's function to estimate ground motions from future large earthquakes, *Bull. seism. Soc. Am.*, **85**, 1635–1647.
- Pequegnat, C., Guéguen, P., Hatzfeld, D. & Langlais, M., 2008. The French Accelerometric Network (RAP) and National Data Center (RAP-NDC), *Seismol. Res. Lett.*, **79**, 79–89.
- Reiter, L., 1990. *Earthquake Hazard Analysis: Issues and Insights*, Columbia University Press, New York, NY, 254pp.
- Rigo, A., Souriau, A., Pauchet, H., Grésillaud, A., Nicolas, M., Olivera, C. & Figueras, S., 1997. The February 1996 earthquake sequence in the eastern Pyrenees: first results, *J. Seism.*, **1**, 3–14, doi:10.1023/A:1009711512921.
- Rigo, A., Souriau, A., Dubos, N., Sylvander, M. & Ponsolles, C., 2005. Analysis of the seismicity in the central part of the Pyrenees (France), and tectonic implications, *J. Seism.*, **9**, 211–222.
- Ruiz, M., Gallart, J., Diaz, J., Olivera, C., Pedreira, D., Lopez, C., Gonzalez-Cortina, J.M. & Pulgar, J.A., 2006. Seismic activity at the western Pyrenean edge, *Tectonophysics*, **412**, 217–235, doi:10.1016/j.tecto.2005.10.034.
- Salichon, J., Kohrs-Sansorny, C., Bertrand, E. & Courboux, F., 2010. A Mw 6.3 earthquake scenario in the city of Nice (southeast France): ground motion simulations, *J. Seism.*, **14**, 523–541, doi:10.1007/s10950-009-9180-0.
- Scherbaum, F., Cotton, F. & Smit, P., 2004. On the use of response spectral reference data for the selection and ranking of ground-motion models for seismic hazard analysis in regions of moderate seismicity: the case of rock motion, *Bull. seism. Soc. Am.*, **94**, 1–22.
- Secanell, R. et al., 2008. Probabilistic seismic hazard assessment of the Pyrenean region, *J. Seism.*, **12**, 323–341, doi:10.1007/s10950-008-9094-2.
- Souriau, A., 2006. Quantifying felt events: a joint analysis of intensities, accelerations and dominant frequencies, *J. Seism.*, **10**, doi:10.1007/s10950-006-2843-1.
- Souriau, A. & Pauchet, H., 1998. A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications, *Tectonophysics*, **290**, 221–244.
- Sylvander, M., Souriau, A., Rigo, A., Tocheport, A., Toutain, J-P, Ponsolles, C. & Benahmed, S., 2008. The 2006 November, $M_l = 5.0$ earthquake near Lourdes (France): new evidence for NS extension across the Pyrenees, *Geophys. J. Int.*, **175**, 649–664, doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03911.x.
- Trifunac, M.D. & Brady, A.G., 1975. On the correlation of seismic intensity with peaks of recorded ground motion, *Bull. seism. Soc. Am.*, **65**, 139–162.
- Tselentis, G-A. & Danciu, L., 2008. Empirical relationships between modified mercalli intensity and engineering ground-motion parameters in Greece, *Bull. seism. Soc. Am.*, **98**, 1863–1875, doi:10.1785/0120070172.
- Vogt, J., 1979. Les tremblements de terre en France, *Mem. BRGM*, 96, Orleans, France, 220pp.
- Wald, D.J., Quitoriano, V., Heaton, T.H. & Kanamori, H., 1999. Relationships between peak ground acceleration, peak ground velocity, and modified Mercalli intensity in California, *Earthq. Spectra*, **15**, 557–564.
- Wennerberg, L., 1990. Stochastic summation of empirical Green's functions, *Bull. seism. Soc. Am.*, **80**, 1418–1432.
- Wood, H.O. & Neumann, F., 1931. Modified Mercalli Intensity scale of 1931, *Bull. seism. Soc. Am.*, **21**, 277–283.

4.3 Discussion : des paramètres des mouvements du sol aux intensités macrosismiques

Dans les parties 7 et 8 de l'article [Honoré et al. \(2011\)](#), nous nous sommes intéressé à l'utilisation des GMICEs afin de comparer les résultats des simulations avec les données d'intensités macrosismiques du séisme historique de 1660 (catalogue SisFrance, <http://www.sisfrance.net/> ; [BRGM et al., 2004](#)). Les GMICEs ("*Ground Motion Intensity Conversion Equations*") sont des relations empiriques entre paramètres instrumentaux des mouvements du sol et intensités macrosismiques. Ces équations de conversion sont dérivées par analyse de régression de bases de données pour lesquelles des enregistrements des mouvements du sol et des observations proches d'intensités sont à la fois disponibles. Les GMICEs sont principalement utilisés pour l'estimation rapide des dommages, comme la génération automatique de "ShakeMaps" en intensité. En utilisant trois différents GMICEs développés récemment ([Wald et al., 1999](#) ; [Atkinson & Kaka, 2007](#) ; [Tselentis & Danciu, 2008](#)), les valeurs médianes de PGA obtenues à partir des simulations des mouvements du sol de séismes $M_w = 6.1$ ont été converties en valeurs d'intensité. Nous avons observé que les niveaux d'intensité prédits par les relations empiriques à partir des résultats des simulations sont clairement inférieurs aux intensités macrosismiques du séisme historique de 1660, avec une différence d'environ deux unités d'intensité. Pour expliquer cette différence, l'hypothèse d'une possible sous-estimation de la magnitude du séisme de 1660 a notamment été discutée.

Afin d'aller plus loin dans la discussion et d'aborder la complexité de la conversion de valeurs de paramètres instrumentaux des mouvements du sol en données d'intensité, nous proposons d'appliquer la même approche à un séisme récent bien documenté en terme d'intensités macrosismiques et dont nous disposons également de données d'enregistrements des mouvements du sol. Pour cela, nous choisissons d'étudier le séisme des Saintes, déjà présenté dans ce manuscrit de thèse et pour lequel nous avons réalisé des simulations des mouvements du sol (*cf.* Chapitre 2). A la lumière de cette application à un séisme contemporain, nous allons essayer de comprendre les difficultés inhérentes à la comparaison de données d'intensités d'un séisme historique comme celui de 1660 avec des équations dérivées à partir de mesures d'intensités récentes. L'idée est également de nous intéresser à la pertinence de l'utilisation des GMICEs pour franchir un pas supplémentaire dans l'interprétation des résultats des simulations en fournissant des estimations d'intensités macrosismiques.

4.3.1 Application de GMICEs aux données d'un séisme récent : étude du séisme des Saintes (Guadeloupe, $M_w = 6.4$)

Le séisme des Saintes, de magnitude $M_w = 6.4$, a frappé l'archipel de la Guadeloupe le 21 novembre 2004 (11h41m). Il a fait une victime, a causé des dommages importants en Guadeloupe et a généré de nombreuses réactions de panique de la population (Duval *et al.*, 2006). Sur la carte des intensités macrosismiques (échelle européenne EMS-98) réalisée par le Bureau Central Sismologique Français (BCSF, 2005 ; <http://www.franceseisme.fr/>), nous pouvons voir que le séisme a été largement ressenti dans l'ensemble de la Guadeloupe avec des intensités allant de *IV* pour le nord de Grande-Terre jusqu'à *VIII* pour les îles des Saintes situé très près de l'épicentre (Figure 4.2).

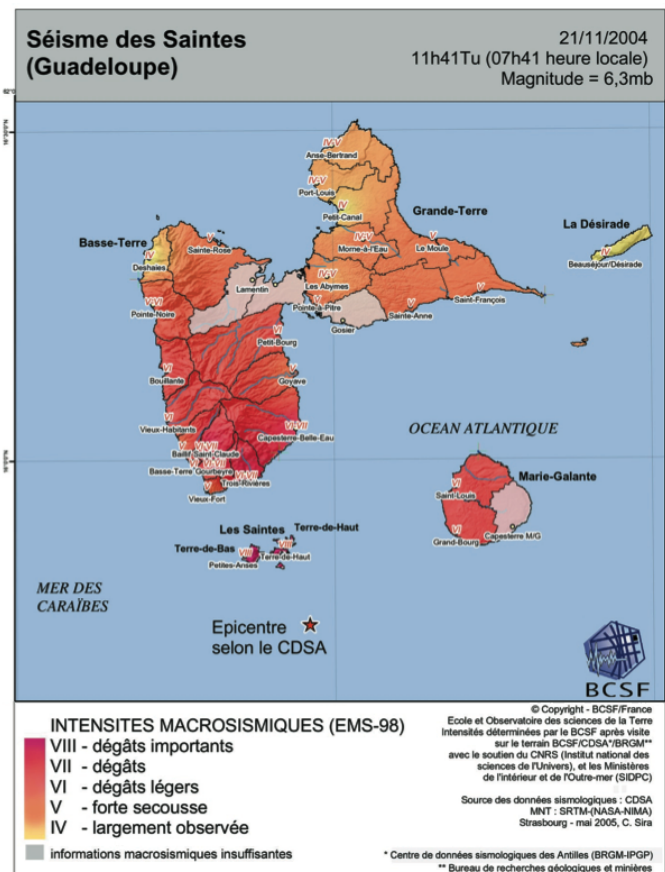


Figure 4.2. Intensités macrosismiques (échelle EMS-98) estimées par communes pour le séisme des Saintes $M_w = 6.4$ du 21 novembre 2004 (11h41m). Etude réalisée par le Bureau Central Sismologique Français (BCSF, 2005) à partir de formulaires d'enquête et d'informations recueillies sur le terrain. Aucune valeur d'intensité n'est donnée dans les communes pour lesquelles le BCSF ne dispose pas d'informations suffisantes (en gris sur la carte).

L'étude réalisée par le BCSF est basée sur la collecte de données macrosismiques par communes grâce à des formulaires d'enquête distribués auprès des mairies, des gendarmeries, des pompiers, grâce aux témoignages déposés sur le site internet du BCSF et grâce aux informations recueillies lors de l'enquête de terrain du BCSF-CDSA-BRGM. Aucune valeur d'intensité n'est donnée dans les communes pour lesquelles le BCSF ne dispose pas d'informations suffisantes. L'intensité macrosismique maximale $I_{max} = VIII$ reportée par le BCSF a été atteinte pour l'archipel des Saintes, où des dégâts importants aux structures de certains bâtiments ont été observés (Figure 4.3). Les dommages les plus importants sont rapportés pour le bourg de Petites-Anses (île de Terre-de-Bas), avec des dommages de niveau 4 sur des constructions de classe de vulnérabilité A et quelques constructions de vulnérabilité B, ainsi que des dommages de niveau 3 pour des constructions de classe de vulnérabilité B du centre du bourg (cf. Grünthal *et al.* (1998) pour plus de détails sur la définition des classes de vulnérabilité des bâtiments et sur la classification des niveaux de dommages aux bâtiments pour l'échelle d'intensité macrosismique européenne EMS-98). Notons qu'une variabilité des intensités interne à l'île de Terre-de-Bas a été observée, probablement liée à un effet de site marqué au niveau du bourg de Petites-Anses.

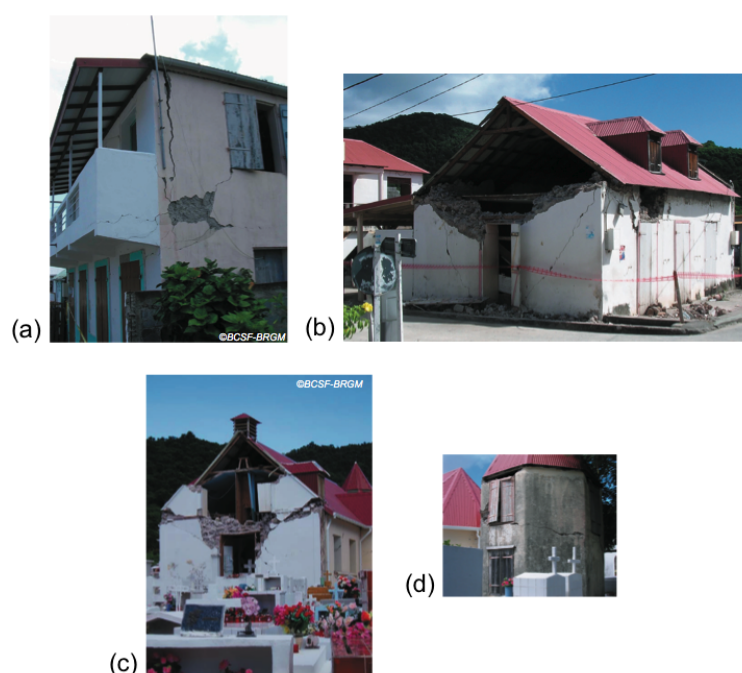


Figure 4.3. Dommages observés dans le bourg de Petites-Anses (Terre-de-Bas, archipel des Saintes) causés par le séisme des Saintes $M_w = 6.4$ du 21 novembre 2004 (11h41m). (a)(b) Dommages de niveau 3-4 sur des maisons individuelles (constructions en moellons - vulnérabilité A) au centre du bourg de Petites-Anses; (c)(d) dommages sur le clocher et le fronton de l'église de Petites Anses (murs en moellons - vulnérabilité A). Photos extraites de BCSF (2005) et du rapport du BRGM Bertil *et al.* (2005b).

Dans le cas du séisme des Saintes, nous disposons à la fois des données d'intensités macrosismiques du BCSF que nous venons de décrire et des enregistrements des mouvements du sol obtenus aux stations accélérométriques RAP de l'archipel de la Guadeloupe. A partir de ces enregistrements accélérométriques, nous avons extrait pour chaque station une valeur de PGA que nous avons ensuite convertie en valeur d'intensité macrosismique à l'aide du GMICE de Tselentis & Danciu (2008). Les valeurs d'intensités ainsi obtenues (avec une précision de ± 1 unité d'intensité) peuvent être comparées aux données d'intensités macrosismiques communales évaluées par le BCSF (Figure 4.4).

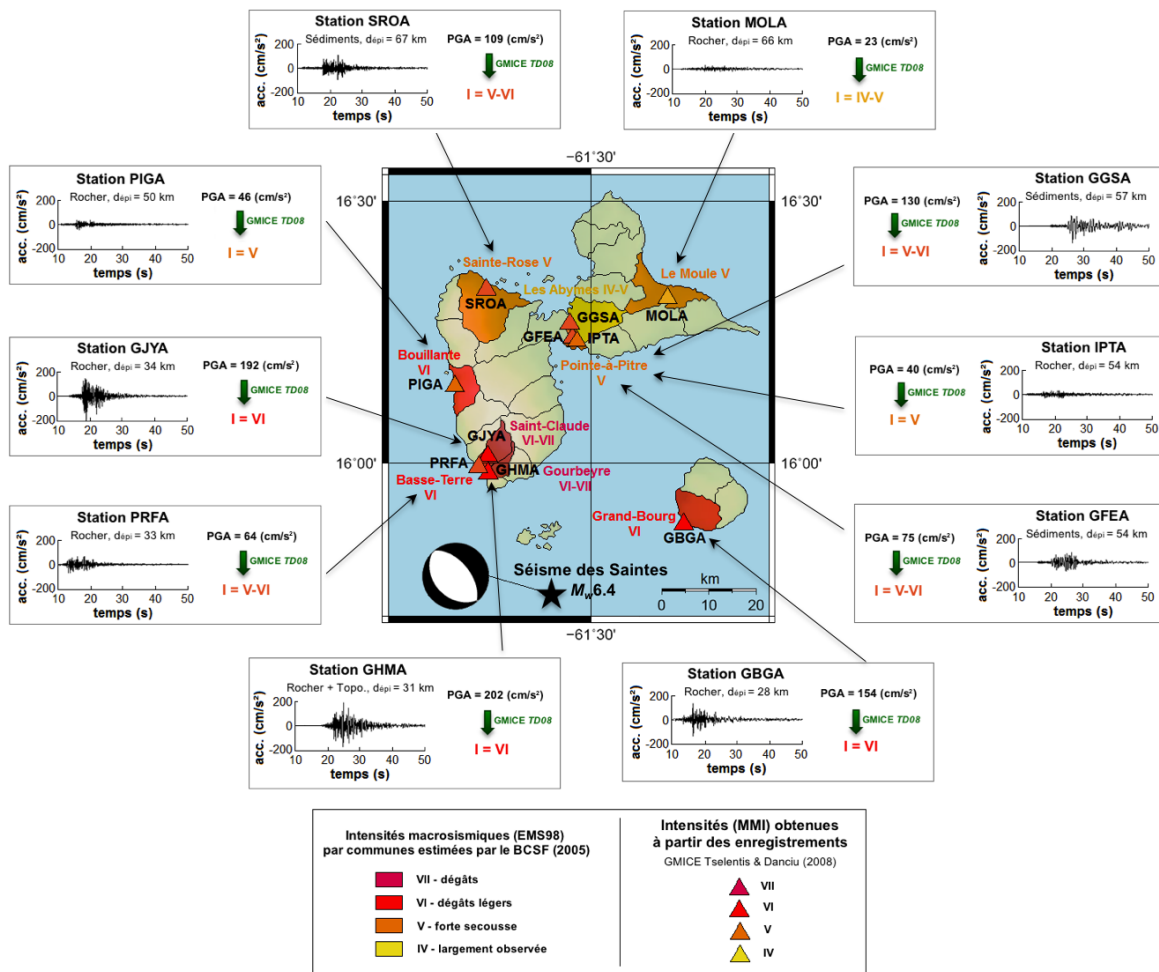


Figure 4.4. Intensités macrosismiques (échelle MMI) obtenues pour chaque station (triangles), composante Est-Ouest, à partir des valeurs de PGA extraites des enregistrements accélérométriques du choc principal des Saintes (en noir) du 21 novembre 2004 ($M_w = 6.4$). Les valeurs de PGA ont été converties en valeurs d'intensité à l'aide du GMICE de Tselentis & Danciu (2008). Ces estimations ont une précision de ± 1 unité d'intensité. Pour comparaison les intensités macrosismiques communales (échelle EMS-98) évaluées par le BCSF (2005) sont représentées avec la même échelle de couleur pour les communes sur lesquelles une station accélérométrique utilisée dans l'étude est installée.

Notons que différentes échelles d'intensité sont utilisées. Les intensités macrosismiques du séisme des Saintes sont exprimées dans l'échelle d'intensité macrosismique européenne EMS-98 (Grünthal *et al.*, 1998). Le BCSF utilise cette échelle depuis 2007 à la place de l'ancienne échelle MSK-64 ("*Medvedev-Sponheuer-Karnik*", Medvedev *et al.*, 1964), car l'échelle EMS-98 introduit des éléments plus rigoureux qui permettent de tenir compte de la vulnérabilité du bâti ainsi que des niveaux de dommages. D'un autre côté les résultats obtenus à partir du GMICE de Tselentis & Danciu (2008) sont exprimés dans l'échelle d'intensité Mercalli Modifiée (MMI) (Wood & Neumann, 1931 ; Richter, 1958 ; Stover & Coffman, 1993). D'autres GMICEs utilisent également l'échelle MCS ("*Mercalli-Cancani-Sieberg*", Sieberg, 1923). Dans tous les cas, ces échelles d'intensité présentent de fortes similitudes sur toute leur gamme de valeurs et sont comparables dans la mesure où leurs différences sont généralement en deçà de l'incertitude liée à la détermination de l'intensité en elle-même (Barosh, 1969 ; voir Musson *et al.*, 2010 pour une revue d'un grand nombre d'échelles d'intensité).

A partir de la Figure 4.4 nous pouvons voir que dans l'ensemble, nous obtenons un très bon accord entre les niveaux d'intensité estimés pour chaque station (triangles), composante Est-Ouest, à partir des enregistrements des mouvements du sol du choc principal des Saintes et les intensités macrosismiques communales évaluées par le BCSF. Par exemple, pour la station GBGA une valeur de PGA égale à 154 cm/s^2 a été extraite de l'enregistrement du choc principal des Saintes (en noir), ce qui nous donne une valeur d'intensité égale à VI à partir de l'équation empirique de Tselentis & Danciu (2008), correspondant effectivement à l'intensité macrosismique estimée par le BCSF pour le Grand-Bourg de Marie-Galante. Cependant, n'oublions pas que les valeurs d'intensités estimées à partir des enregistrements accélérométriques sont "site-spécifiques", tandis que les intensités issues de l'étude du BCSF sont évaluées par communes correspondant à une estimation de la valeur moyenne de l'intensité macrosismique sur l'ensemble de la commune. Pour traduire la variabilité interne des observations macrosismiques que peut présenter une commune, à cause notamment de l'hétérogénéité du sous-sol et/ou de la topographie, des classes d'intensité intermédiaires (par exemple $V - VI$ ou $VI - VII$) ont été introduites. Il peut donc être difficile de comparer des valeurs d'intensité moyennées sur une aire géographique étendue avec des valeurs d'intensités estimées ponctuellement pour une station donnée. Ceci peut être illustré par les résultats obtenus pour la ville de Pointe-à-Pitre, pour laquelle une intensité macrosismique moyenne de V a été estimée par le BCSF, tandis que pour les stations GFEA et GGSA subissant des effets de site lithologiques nous obtenons localement des estimations d'intensités entre V et VI à partir des enregistrements accélérométriques.

Nous pouvons également reprendre les résultats des simulations du séisme des Saintes obtenus dans le chapitre 2, auxquelles nous rajoutons des simulations pour la station TDBA située sur l'île de Terre-de-Bas (Petites-Anses) dans l'archipel des Saintes à une quinzaine de kilomètres de l'épicentre. En effet, le petit séisme utilisé comme fonction de Green empirique dans la méthode de simulation a été enregistré par la station TDBA installée juste après le choc principal. Bien que ces résultats n'aient pas été exploités dans le chapitre 2, ils nous permettent ici d'étudier les fortes intensités atteintes aux Saintes ($I_{max} = VIII$) pour un site dont nous ne disposons pas d'enregistrements du choc principal. En utilisant les trois GMICEs déjà décrits dans l'article (Wald *et al.*, 1999, Atkinson & Kaka, 2007 et Tselentis & Danciu, 2008), les valeurs médianes de PGA et de PGV issues des simulations (incluant une incertitude sur le paramètre de rapport des chutes de contrainte C) sont converties pour chaque station en valeurs d'intensités avec une précision de ± 1 unité d'intensité (Figure 4.5). Sont également superposées les valeurs d'intensités obtenues pour chaque station à partir des valeurs de PGA et de PGV extraites des enregistrements du choc principal des Saintes (triangles bleus claires et verts clairs respectivement). Nous pouvons voir que les niveaux d'intensités estimés pour chaque station à partir des simulations des mouvements du sol de séismes $M_w = 6.4$ sont dans l'ensemble en très bon accord avec les intensités macrosismiques évaluées par le BCSF (2005) pour le séisme des Saintes (étoiles noires et grises). Les résultats sont bons sur toute la gamme d'intensités pour laquelle nous disposons de données, allant des intensités IV ("séisme largement observé") aux intensités $VIII$ ("dégâts importants"). A partir des relations de Wald *et al.* (1999) et Atkinson & Kaka (2007) pour le PGV et de Tselentis & Danciu (2008) pour le PGA , nous obtenons pour la station TDBA une bonne reproduction de l'intensité maximale $I_{max} = VIII$ qui a été atteinte pour l'île de Terre-de-Bas.

Notons que le PGA est souvent identifié comme un paramètre étant peu adapté à la corrélation avec l'intensité macrosismique, tandis que le PGV est considéré comme l'un des meilleurs paramètres pour rendre compte du pouvoir destructeur des mouvements du sol générés par un séisme (Liu & Zhang, 1984) et par conséquent il présente généralement une meilleure corrélation avec l'intensité que le PGA (Schenk *et al.*, 1990 ; Boatwright *et al.*, 2001). Cependant à partir des résultats présentés sur le Figure 4.5 nous ne voyons pas de différences notables entre les intensités estimées par les relations empiriques à partir des valeurs de PGA ou de PGV . De plus, nous pouvons voir que les résultats obtenus à partir des GMICEs de Wald *et al.* (1999) et de Atkinson & Kaka (2007) sont assez variables comparés aux résultats obtenus à partir du GMICE de Tselentis & Danciu (2008). Ceci peut être expliqué par le fait que les équations développées par Tselentis & Danciu (2008) incluent beaucoup plus de paramètres (magnitude, distance, type de site) que les deux autres relations.

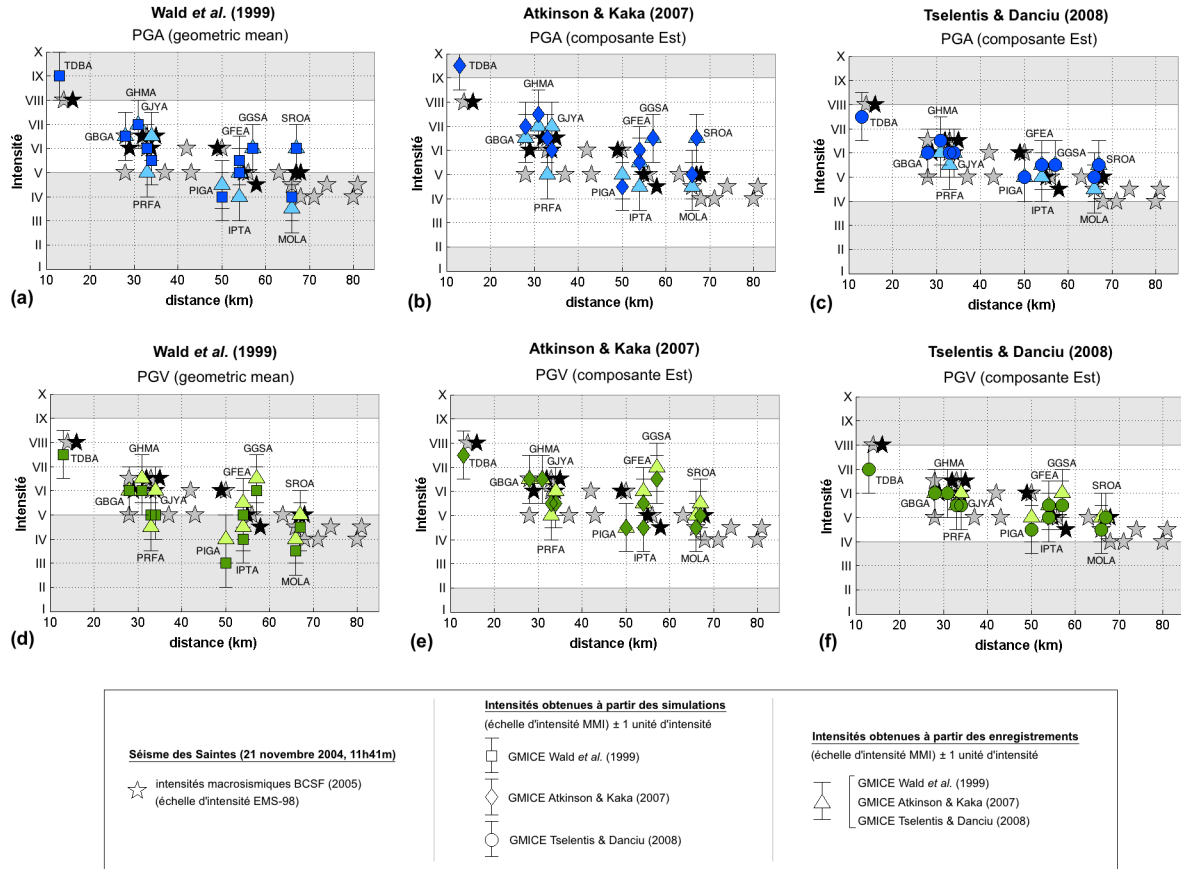


Figure 4.5. Comparaison entre les intensités macrosismiques (échelle EMS-98) évaluées par le BCSF (2005) (étoiles) et les niveaux d'intensité (échelle MMI) estimés pour chaque station à partir des simulations des mouvements du sol de séismes $M_w = 6.4$ en termes de PGA (en bleu) et de PGV (en vert). Pour chaque station, les valeurs médianes de PGA et de PGV extraites des simulations (incluant une incertitude sur le paramètre de rapport des chutes de contrainte C) sont converties en valeurs d'intensités (± 1 unité d'intensité) en utilisant les GMICEs de (a)(d) Wald et al. (1999), (b)(e) Atkinson & Kaka (2007) et (c)(f) Tselentis & Danciu (2008). Les étoiles noires mettent en valeur les données d'intensités des communes sur lesquelles une station accélérométrique utilisée dans l'étude est installée. Les triangles représentent les intensités (échelle MMI) obtenues pour chaque station à partir des valeurs de PGA et de PGV extraites des enregistrements du choc principal des Saintes. Les zones grises délimitent le domaine de validité des GMICEs utilisés.

Dans l'étude de Tselentis & Danciu (2008) des équations de corrélation avec l'intensité macrosismique ont également été développées pour l'intensité d'Arias I_a et le CAV. Les niveaux d'intensités estimés à partir des simulations en termes de I_a et de CAV permettent également une très bonne reproduction des intensités macrosismiques du choc principal des Saintes (Figure 4.6). Bien qu'apparaissant comme un paramètre des mouvements du sol assez prometteur pour l'évaluation de l'intensité (Bommer et al., 1997 ; Winter et al., 2007), l'intensité d'Arias n'a fait l'objet jusqu'à présent que de très peu de relations de corrélation avec l'intensité macro-

sismique. Comme nous pouvons le voir sur la Figure 4.6-b, le *CAV* semble également être un bon paramètre des mouvements du sol à corrélérer à l'intensité macrosismique, notamment pour les intensités élevées (e.g. Campbell & Bozorgnia, 2010).

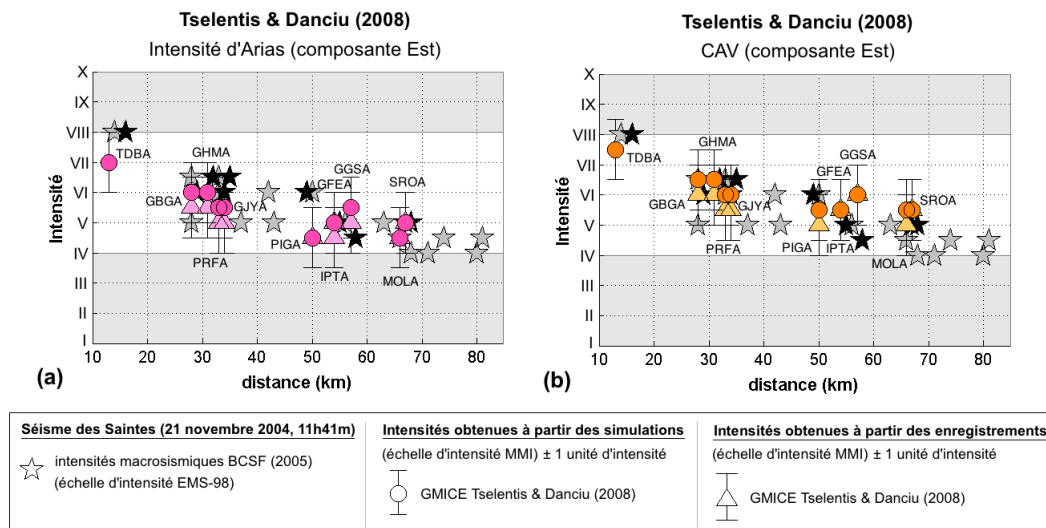


Figure 4.6. Même légende que la Figure 4.5 pour (a) l'Intensité d'Arias I_a (en rose) et (b) la CAV (en orange) à partir du GMICE de Tselentis & Danciu (2008).

4.3.2 Complexité de la relation entre intensités macrosismiques et paramètres instrumentaux des mouvements du sol

Nous venons de tester différentes relations empiriques entre intensités macrosismiques et paramètres instrumentaux des mouvements du sol. L'une des principales conclusion que se dégage de cette application de GMICEs aux données du séisme des Saintes est qu'aucun paramètre des mouvements du sol ne se distingue clairement des autres comme étant le paramètre idéal pour estimer l'intensité (e.g. Auclair & Rey, 2009 ; Lesueur, 2011). De plus il est important de rappeler que l'intensité macrosismique n'est pas uniquement fonction de l'aspect destructeur d'un séisme. L'intensité macrosismique représente sur une échelle qualitative et discrète une fonction complexe entre niveaux de dommages aux constructions, effets sur les objets et perception humaine de la secousse. Or la réponse humaine aux secousses et celle des structures sont toutes deux dépendantes de la fréquence et ne sont pas nécessairement sensible aux mêmes paramètres des mouvements du sol, puisque chaque paramètre des mouvements du sol représentent différentes caractéristiques et contenu fréquentiel du sismogramme (Souriau, 2006).

Certains auteurs considèrent que chaque paramètre de pic d'amplitude peut être représentatif d'une gamme d'intensité spécifique (Chernov & Sokolov, 1983 ; Aptikaev & Shebalin, 1988 ; Chernov, 1989 ; Wald *et al.*, 1999). Par exemple, le *PGA* peut être considéré comme représentatif des faibles intensités (*I* à *V*), le *PGV* des intensités modérées (*VI* à *VII*) et le *PGD* des fortes intensités (*VIII* à *XII*) (Sokolov, 2002). Cependant, selon d'autres auteurs (Bommer *et al.*, 1997 ; Koliopoulos *et al.*, 1998 ; Winter *et al.*, 2007), les paramètres de pics d'amplitudes ne sont pas toujours directement corrélés avec les dommages structuraux lors de forts séismes et il est nécessaire de s'intéresser à d'autres paramètres des mouvements du sol. En effet, des études d'observation conjointe d'enregistrements des mouvements du sol et de dommages suggèrent que le potentiel dommageable d'un signal sismique résulte non pas de un seul mais de trois paramètres fondamentaux qui sont l'amplitude, la durée et le contenu fréquentiel. La relation entre les intensités macrosismiques et les paramètres instrumentaux des mouvements du sol est donc particulièrement complexe et ne permet pas de définir une équation de corrélation à partir d'un seul paramètre des mouvements du sol pour rendre compte de l'échelle entière des intensités macrosismiques. En conséquence, il est recommandé de considérer plusieurs paramètres des mouvements du sol dans ce type d'études de conversion de paramètres instrumentaux en données d'intensités macrosismiques.

4.3.3 Difficultés de l'application de GMICEs récents aux données d'intensités macrosismiques d'un séisme historique

Malgré la complexité de la conversion des valeurs de paramètres instrumentaux des mouvements du sol en données d'intensités macrosismiques, nous avons vu que l'application de différents GMICEs à un séisme récent bien documenté nous a donné des résultats très satisfaisants. À la lumière de ces bons résultats obtenus pour un séisme contemporain, nous allons maintenant essayer de comprendre les sources de difficultés qui peuvent exister dans la comparaison de données d'intensités d'un séisme historique comme celui de 1660 avec des équations de corrélation dérivées à partir de mesures d'intensités récentes.

Tout d'abord, rappelons qu'aucun enregistrement n'étant bien sûr disponible pour les séismes historiques, ils peuvent seulement être quantifiés par des valeurs d'intensités macrosismiques déduites de l'analyse des données historiques disponibles. Chaque texte correspond à une observation ponctuelle à partir de laquelle une valeur d'intensité est estimée sur la base des descriptions du ressenti des secousses et des niveaux de dommages reportés. Or la collecte, la transcription et l'interprétation des sources historiques originales (coupures de presse, chroniques,

registres paroissiaux, archives d'état...) n'est pas une tâche facile et nécessite une approche pluridisciplinaire avec l'aide d'historiens et de linguistes. Par exemple, la Figure 4.7 présentant une annotation du séisme de 1660 dans le registre paroissial de la ville de Cordes (département du Tarn) illustre la difficulté de l'étude des documents historiques. De plus, pour les séismes historiques nous ne disposons que d'observations ponctuelles très éparées et il a été noté qu'en traversant le temps, seuls les témoignages associés aux effets macrosismiques les plus forts tendent à être reportés dans les textes historiques, menant à un biais dans l'estimation des intensités macrosismiques (Marin *et al.*, 2004).

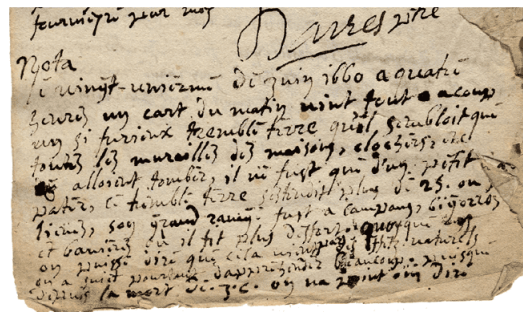


Figure 4.7. Annotation du séisme du 21 juin 1660 dans le registre paroissial de la ville de Cordes (Tarn) (Arch. Dept. Tarn, GG173). Ce document illustre la difficulté de l'étude des sources historiques originales.

D'un autre côté, au-delà du cumul des incertitudes à chaque étape de traitement des données historiques, la difficulté peut aussi venir des GMICEs en eux mêmes qui ne sont peut être tout simplement pas adaptés au contexte d'un séisme historique. Cela peut être lié à la fragilité inconnue des constructions qui ont été endommagées durant le séisme et notamment au fait que le type de constructions a changé depuis le XVII^{ème} siècle. La résistance des bâtiments ayant augmentée au travers des siècles, pour un même degré de secousse les immeubles modernes parasismiques souffriront de moins de dommages que les immeubles de types anciens. Une conséquence est que les relations empiriques récentes, comme celles utilisées dans notre étude sont significativement différentes des corrélations plus anciennes (Figure 4.8). En effet, si nous comparons des relations empiriques PGA-Intensité développées pour les USA dans les années 40 à 70 (Gutenberg & Richter, 1942 ; Hershberger, 1956 ; Trifunac & Brady, 1975a) avec des relations développées récemment pour les USA (Wald *et al.*, 1999 pour la Californie ; Atkinson & Kaka, 2007 pour la Californie et le centre des USA) nous pouvons voir que sur toute la gamme de valeurs de *PGA* les relations les plus anciennes nous donnent des valeurs d'intensités plus élevées que les relations récentes (*e.g.* Boatwright *et al.*, 2001). Dans le cas du séisme historique de 1660, les trois GMICEs récents utilisés dans l'article (Wald *et al.*, 1999 ; Atkinson & Kaka,

2007 ; Tselentis & Danciu, 2008) donnent une estimation d'intensité entre *VI* et *VII* à partir de la valeur de *PGA* de 172 cm/s^2 issue des simulations des mouvements du sol du séisme cible $M_w = 6.1$ à la station PYLO située dans la ville de Lourdes (Rocher, $d_{epi} = 10 \text{ km}$). Tandis que les relations *PGA*-Intensité de Hershberger (1956) et Trifunac & Brady (1975a) donnent à partir de la même valeur de *PGA* une estimation d'intensité entre *VII* et *VIII* et l'utilisation de la relation de Gutenberg & Richter (1942) shift l'intensité correspondante aux simulations vers une valeur encore plus forte (*VIII*) proche de celle estimée pour la ville de Lourdes pour le séisme historique de 1660.

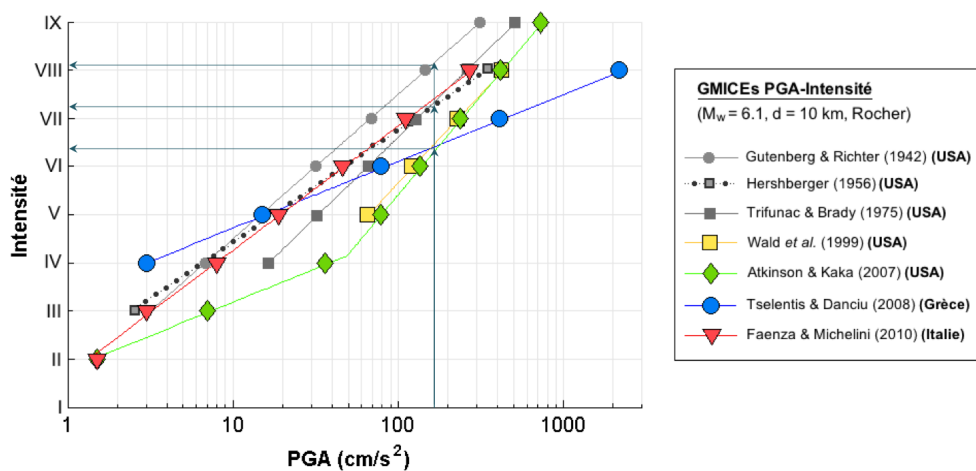


Figure 4.8. Comparaison de GMICES publiés par différents auteurs : Gutenberg & Richter (1942), Hershberger (1956), Trifunac & Brady (1975a), Wald et al. (1999), Atkinson & Kaka (2007), Tselentis & Danciu (2008) et Faenza & Michelini (2010). Les relations *PGA*-Intensité ont été calculées dans le cas d'un séisme de magnitude $M_w = 6.1$ pour un site au rocher à une distance épacentrale de 10 km. Les flèches bleues reportent les estimations d'intensités macro-sismiques obtenues à partir des différents GMICES pour la valeur de $PGA = 172(\text{cm/s}^2)$ issue des simulations des mouvements du sol à la station PYLO (Lourdes) du séisme cible $M_w = 6.1$.

Mais il peut également y avoir un shift important des valeurs d'intensités pour une même valeur de *PGA* en comparant des relations récentes développées pour des régions du monde différentes. Par exemple, la relation empirique de Faenza & Michelini (2010) développée pour l'Italie donne une estimation d'intensité d'une unité plus forte que celles de Wald et al. (1999), Atkinson & Kaka (2007) et Tselentis & Danciu (2008) pour un $PGA = 172(\text{cm/s}^2)$. Nous pouvons d'ailleurs remarquer que la relation italienne *PGA*-Intensité de Faenza & Michelini (2010) est très proche de la relation *PGA*-Intensité de Hershberger (1956) développée 50 ans plus tôt pour les USA. La variabilité entre ces différentes relations peut en partie s'expliquer par un certain nombre de facteurs tels que le type d'instrument utilisé (bandes passantes différentes), des différences dans le traitement des données instrumentales, des différences géologiques régio-

nales, la nature et la localisation des sources sismiques, la densité de population, etc. Cependant, la relation italienne est certainement mieux adaptée à une application à la France métropolitaine que les relations américaines, car l'Italie présente à la fois un type de construction pour les bâtiments récents utilisé dans beaucoup de pays européens et possède des villes avec des centres historiques vieux de plusieurs siècles similaires à ceux que l'on peut trouver dans de nombreuses villes françaises.

4.4 Conclusion

Dans ce chapitre nous nous sommes placé dans un vrai contexte de simulation en aveugle avec la simulation des mouvements du sol d'un séisme historique pyrénéen. A partir des très bons enregistrements d'un petit séisme (15 novembre 2007, $m_w = 3.6$) qui a eut lieu dans les Pyrénées Centrales françaises, nous avons appliqué l'approche de simulation en aveugle développée dans les chapitres 2 et 3 pour simuler les mouvements du sol correspondants à un séisme cible de magnitude $M_w = 6.1$, équivalent au séisme historique de Bigorre qui a frappé la région le 21 juin 1660. Les résultats obtenus sont en très bon accord avec les prédictions de différents GMPEs pour un séisme de magnitude $M_w = 6.1$. Nous avons également étudié la pertinence de l'utilisation de GMICEs pour la possibilité de franchir un pas supplémentaire dans l'interprétation des résultats de nos simulations. Les résultats que nous avons obtenus en convertissant les paramètres des mouvements du sol issus des simulations en estimations d'intensités macrosismiques sont très encourageants.

Notre conclusion à l'issue de cette première partie est que l'approche de simulation en aveugle que nous avons développée à partir du code de simulation *Simulstoch*, peut apporter une vraie contribution à l'estimation de l'aléa sismique. Notamment dans des régions de sismicité faible à modérée où nous ne disposons que d'enregistrements de petits séismes, mais pour lesquelles il est important d'être capable d'anticiper les effets d'un séisme de plus forte magnitude.

Deuxième partie

Génération d'accélérogrammes
synthétiques par une méthode
semi-empirique en source étendue
(source composite fractale)

Chapitre 5

Méthode de modélisation cinématique de sources composites à distribution fractale

5.1 Introduction

Dans la seconde partie de cette thèse, nous proposons de nous appuyer sur un modèle de source étendue beaucoup plus complexe que l'approche purement stochastique en point-source proposée précédemment. En effet, nous savons qu'une description réaliste de l'histoire spatio-temporelle de la rupture et notamment la prise en compte des effets de directivité sont essentiels pour la modélisation des mouvements forts. Les effets de la directivité de la rupture sur le rayonnement sismique ont été largement étudiés et sont assez bien modélisés à basses fréquences. Cependant, le contrôle de la directivité à hautes fréquences reste un problème assez complexe et quelques modèles de rupture cinématique ont été proposés afin de correctement modéliser la directivité à hautes fréquences (*e.g.* [Bernard *et al.*, 1996](#) ; [Gallovič & Burjánek, 2007](#) ; [Gallovič & Brokešová, 2007](#)). Inspirée des travaux de [Frankel \(1991\)](#), [Zeng *et al.* \(1994\)](#), [Bernard *et al.* \(1996\)](#) et [Ruiz *et al.* \(2007\)](#), nous utiliserons dans cette thèse la méthode de simulation développée par [Ruiz *et al.* \(2011\)](#) proposant un modèle cinématique de sources composites à distribution fractale capable de contrôler l'effet de directivité dans une large bande de fréquences. Dans ce chapitre nous présenterons quelques bases théoriques sur lesquelles reposent les modèles de sources composites à distribution fractale, ainsi qu'une synthèse de la méthode de simulation développée par [Ruiz *et al.* \(2011\)](#), dont une description plus détaillée peut être trouvée dans la thèse de [Ruiz \(2007\)](#).

5.2 Description du modèle de sources composites à distribution fractale

Les modèles de sources composites sont basés sur l'idée qu'un séisme cible peut être décrit par une sommation de nombreux sous-événements, chaque sous-événement étant défini par ses propres paramètres (taille, moment sismique, chute de contrainte...). Divers modèles de sources composites ont été proposés et l'une des principale différence entre ces modèles est l'hypothèse qui est faite sur la distribution de la taille des sous-événements et leur mode de rupture. Certains modèles s'appuient sur une distribution uniforme de la taille des sous-événements, comme par exemple le modèle de barrière (Das & Aki, 1977 ; Papageorgiou & Aki, 1983), l'approche proposée par Beresnev & Atkinson (1997) ou encore les modèles de sommations de Fonctions de Green Empiriques (*e.g.* Hartzell, 1978 ; Irikura & Kamae, 1994 ; Frankel, 1995). D'autres modèles reposent sur l'hypothèse que la taille des sous-événements suit une certaine loi de distribution, tels que les modèles de sources composites à distribution fractale que nous allons maintenant décrire plus en détails (*e.g.* Andrews, 1981 ; Boatwright, 1982, 1988 ; Frankel, 1991 ; Zeng *et al.*, 1994 ; Ruiz *et al.*, 2011).

L'idée d'introduire des sous-événements de tailles différentes a été initialement proposé par Boatwright (1982), en s'appuyant sur les concepts d'auto-similarité entre les petites et les grandes sources présentés par Hanks (1979) et Andrews (1980). En utilisant un modèle pour lequel il fait l'hypothèse que la surface totale des sous-événements doit être égale à la surface du séisme cible et que les sous-événements ne doivent pas se superposer, Boatwright (1982) a été capable de modéliser statistiquement les caractéristiques haute fréquence du spectre en accélération en champ lointain. Frankel (1991) a quant à lui généralisé la description du modèle de source composite et a proposé un modèle dans lequel le séisme cible est modélisé par un ensemble de sous-événements dont la distribution de la taille est décrite par une distribution fractale. En supposant que le nombre N de sous-événements dont le rayon est plus grand que R suit la relation :

$$N(R) \propto R^{-D} \quad (5.1)$$

et en faisant l'hypothèse d'une chute de contrainte statique indépendante de la taille des sous-événements, Frankel (1991) montre que pour générer une décroissance haute fréquence en ω^{-2} du spectre en déplacement, il est nécessaire de choisir une dimension fractale D égale à 2. Cependant, Frankel (1991) pointe le fait que ce type de modèle ne permet pas d'ajuster simul-

tanément les basses et les hautes fréquences du spectre cible, car le moment sismique lié à la distribution de glissement est plus petit que celui du séisme cible. Pour corriger cette déficience, il faudrait que la surface totale des sous-événements soit plus grande que celle du séisme cible. Cette contradiction apparente avec une hypothèse de base du modèle (*i.e.* la surface de rupture du séisme cible est égale à la surface des sous-événements) a été discutée plus en détail par [Tumarkin et al. \(1994\)](#).

[Zeng et al. \(1994\)](#) ont modifié le modèle proposé par [Frankel \(1991\)](#) en introduisant l'hypothèse que le moment sismique total de la distribution doit s'ajuster à celui du séisme cible. En effet, à la différence de [Frankel \(1991\)](#), dans le modèle de sources composites à distribution fractale développé par [Zeng et al. \(1994\)](#) les sous-événements peuvent se superposer, ce qui implique que la surface totale des sous-événements est plus grande que la surface du séisme cible. Chaque sous-événement est traité comme un point source qui rayonne quand il est atteint par le front de rupture et la fonction source temporelle associée à chaque sous-événement est une fonction de type [Brune \(1970\)](#), caractérisée par une fréquence coin liée à la taille du sous-événement. Le sismogramme final est obtenu en sommant les contributions de chaque sous-événement convoluées à la fonction de Green numérique associée. Ce modèle a été appliqué à plusieurs études, *e.g.* le séisme d'Uttarkashi (Inde, 1991) ([Yu et al., 1995](#)) et le séisme de Northridge (Californie, 1994) ([Zeng & Anderson, 1996](#)).

Ce modèle de [Zeng et al. \(1994\)](#) a inspiré une nouvelle méthodologie développée par [Ruiz et al. \(2011\)](#). Afin de décrire ce modèle plus en détails, nous considérons un plan de faille rectangulaire planaire de longueur L et de largeur W où des sous-événements circulaires sont distribués aléatoirement et peuvent se superposer (Figure 5.1). La localisation de l'hypocentre est choisie *a priori* et la vitesse de rupture est supposée constante. Lorsque que le front de rupture atteint le centre d'un sous-événement celui-ci rompt. La génération du glissement composite s'effectue en deux étapes, avec dans une première étape l'estimation de la distribution fractale de la taille des sous-événements $N(R)$ selon la méthodologie proposée par [Zeng et al. \(1994\)](#) et dans une deuxième étape, la distribution aléatoire de ces sous-événements sur le plan de faille en leur attribuant une fonction de glissement de type "crack".

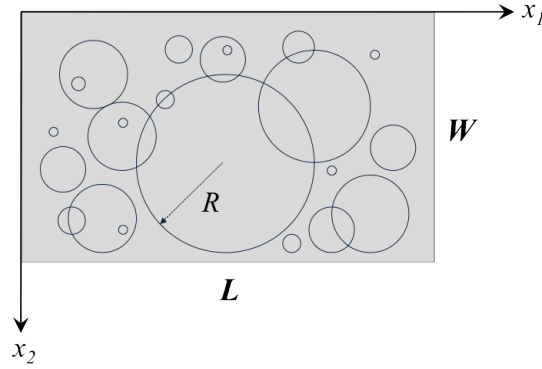


Figure 5.1. Schéma d'une distribution de sous-événements circulaires de rayon R sur un plan de faille rectangulaire de dimensions $L \times W$.

5.2.1 Génération de la distribution fractale de la taille des sous-événements

En suivant la description du modèle de source composite proposé par [Frankel \(1991\)](#), dans lequel les sous-événements suivent une distribution fractale des tailles, le nombre N de sous-événements circulaires est donné par la relation suivante :

$$\frac{dN}{d \ln(R)} = pR^{-D} \quad (5.2)$$

où R est le rayon du sous-événement, p est une constante de proportionnalité et D est la dimension fractale de la distribution. En intégrant cette expression, le nombre N de sous-événements dont le rayon est plus grand que R peut être défini par :

$$N(R) = \frac{p}{D} (R^{-D} - R_{max}^{-D}) \quad (5.3)$$

où R_{max} est le rayon du plus grand sous-événement permis sur le plan de faille. Pour générer un ensemble de sous-événements suivant une distribution fractale des tailles, [Zeng et al. \(1994\)](#) proposent d'utiliser cette loi puissance (équation 5.3) qui relie la taille et le nombre de sous-événements. L'expression entre le moment sismique M_0 , la chute de contrainte $\Delta\sigma$ et le rayon R d'un sous-événement circulaire est donnée par ([Brune \(1970\)](#)) :

$$M_0(R) = \frac{16}{7} \Delta\sigma R^3 \quad (5.4)$$

Le moment sismique total M_0^E d'un ensemble de sous-événements suivant la distribution donnée par l'équation 5.3 est donc obtenu par intégration du moment sismique sur toute la distribution :

$$M_0^E = \int_{R_{min}}^{R_{max}} n(R) M_0(R) dR, \quad \text{avec} \quad n(R) = -\frac{dN}{dR} = pR^{-D-1} \quad (5.5)$$

où R_{min} est le rayon du plus petit sous-événement à prendre en compte. En s'appuyant sur l'équation 5.5 et en supposant que la chute de contrainte est constante pour l'ensemble des sous-événements, la valeur de la constante de proportionnalité p peut être déterminée :

$$p = \frac{7M_0^E}{16\Delta\sigma} \frac{3-D}{(R_{max}^{3-D} - R_{min}^{3-D})} \quad D \neq 3$$

$$p = \frac{7M_0^E}{16\Delta\sigma} \frac{1}{\ln(R_{max}/R_{min})} \quad D = 3 \quad (5.6)$$

La distribution fractale des tailles des sous-événements est générée à partir de N nombres réels aléatoires N_i , uniformément distribués de 0 à N . La taille associée au sous-événement est :

$$R_i = \left(\frac{DN_i}{p} + R_{max}^{-D} \right)^{-\frac{1}{D}} \quad (5.7)$$

A partir de l'équation 5.4, le moment sismique total de cette réalisation est :

$$M_0^R = \sum_{i=1}^N M_0^i = \frac{16}{7} \Delta\sigma \sum_{i=1}^N R_i^3 \quad (5.8)$$

Le moment sismique peut être ajusté à la valeur cible M_0^E au travers d'un ajustement du paramètre $\Delta\sigma$ (un ajustement restant inférieur à 10%).

La procédure numérique proposée par [Zeng et al. \(1994\)](#) est utilisée pour générer un ensemble de sous-événements respectant ces expressions. En pratique, R_{max} la valeur maximale de R_i , qui est le rayon du plus grand sous-événement permis sur le plan de faille, est définie comme étant une fraction (< 0.5) de la largeur de la faille W . Quant à R_{min} la valeur minimale de R_i , qui est le rayon du plus petit sous-événement à prendre en compte, elle est fixée à $\Delta x/2$ où Δx est la taille du maillage du plan de faille selon x . R_{min} est un paramètre purement numérique défini par des contraintes de calcul numérique. Δx relie la longueur d'onde minimum modélisée quand on utilise une version discrète du théorème de représentation des sources sismique. Le plus petit sous-événement circulaire doit au moins couvrir la taille du maillage afin de mo-

déliser correctement les sismogrammes synthétiques jusqu'à la fréquence de Nyquist. Un autre paramètre contrôlant la distribution des tailles est la chute de contrainte des sous-événements $\Delta\sigma_d$ qui est constante pour l'ensemble des sous-événements. Elle est à distinguer de la chute de contrainte $\Delta\sigma$ du glissement composite final. Ruiz (2007) montre que la chute de contrainte des sous-événements $\Delta\sigma_d$ doit être fixée à une valeur au moins égale à la valeur de la chute de contrainte estimée pour le séisme cible $\Delta\sigma$. Le nombre total de sous-événements N est défini *a priori*, mais une condition est imposée sur l'ajustement de la chute de contrainte des sous-événements $\Delta\sigma_d$ qui ne doit pas excéder 10% de la valeur choisie, ce qui peut conduire à réévaluer le nombre total de sous-événements. Pour une dimension de faille et une magnitude définies, les paramètres R_{max} , R_{min} , $\Delta\sigma_d$ et N ne sont pas indépendants et les valeurs choisies peuvent influencer sur les caractéristiques de la distribution de glissement.

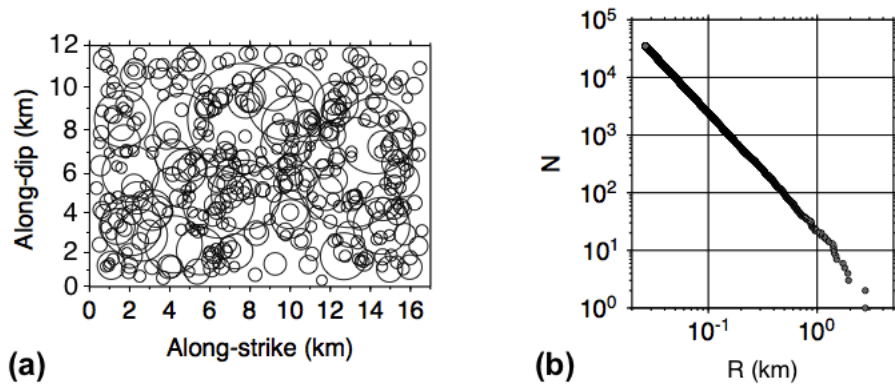


Figure 5.2. Exemple d'un ensemble de sous-événements généré avec une distribution fractale des tailles ($D = 2$) pour un séisme de magnitude $M_w = 6.3$ se produisant sur une faille de dimensions $L \times W = 17 \times 12 (km^2)$. Le nombre de sous-événements est $N = 35000$, la chute de contrainte des sous-événements est $\Delta\sigma_d = 10 (MPa)$ et $R_{max} = 0.25W$. (a) Distribution spatiale de 10% des sous-événements sur le plan de faille ; (b) Nombre cumulé de sous-événements N en fonction de leur rayon R .

La Figure 5.2-a montre un exemple de la distribution spatiale d'un ensemble de sous-événements généré pour un séisme de magnitude $M_w = 6.3$ se produisant sur une faille de dimensions $L \times W = 17 \times 12 (km^2)$ (seuls 10% des sous-événements sont représentés). La distribution fractale des tailles des sous-événements est générée pour cet événement en faisant l'hypothèse que la chute de contrainte est la même pour tous les sous-événements ($\Delta\sigma_d = \Delta\sigma = 10 (MPa)$) et $R_{max} = 0.25W$. Ces paramètres permettent de déterminer la valeur de p en fixant la dimension fractale $D = 2$. Le nombre de sous-événements est $N = 35000$. Le nombre cumulé de sous-événements N en fonction de leur rayon R est présenté pour cette réalisation sur la Figure 5.2-b. Elle est caractérisée par une décroissance en R^{-2} . Nous pouvons observer pour les

grandes valeurs de R des différences mineures par rapport à un comportement fractal parfait. Cela peut être dû aux ajustements effectués sur le moment sismique final de l'ensemble des sous-événements, pour lequel les plus grands sous-événements contribuent le plus.

5.2.2 Caractéristiques spectrales du glissement composite

Afin de générer la distribution de glissement sur le plan de faille, chaque sous-événement est défini comme un "crack" circulaire (Anderson, 1997) dont la fonction de glissement est définie par (Eshelby, 1957) :

$$\Delta u(r) = \frac{24}{7\pi} \frac{\Delta \sigma_d}{\mu} \sqrt{R^2 - r^2} \quad (5.9)$$

où μ est la rigidité, R est le rayon du crack, r est la distance au centre du crack et $\Delta \sigma_d$ est la chute de contrainte du sous-événement.

Dans le but de caractériser le comportement spectral asymptotique du glissement composite final, Ruiz (2007) a analysé le spectre de glissement pour un seul crack dans le domaine des nombres d'onde et il montre que le spectre de glissement approche une valeur constante à $k = 0$ et est asymptotiquement proportionnel à k^{-2} à grands nombres d'onde (k étant le nombre d'onde radial).

En s'inspirant du développement fait par Andrews (1980) pour la contrainte et en l'appliquant au glissement, l'amplitude du carré du spectre de glissement composite final peut être exprimé comme suit :

$$| \Delta \tilde{u}^2(\vec{k}) | = \int | \Delta \tilde{u}^2(\vec{k}; R) | dN \quad (5.10)$$

où $\Delta \tilde{u}(\vec{k}; R)$ représente la transformée de Fourier 2-D du glissement pour un crack de rayon R . Puis, après quelques simplifications et en prenant la racine carrée de cette expression, il peut être montré (cf. Ruiz, 2007) que le comportement asymptotique à grands nombres d'onde du spectre de glissement composite est :

$$| \Delta \tilde{u}(\vec{k}) | \propto k^{-3+\frac{D}{2}} \quad (5.11)$$

Afin d'obtenir une décroissance haute fréquence en ω^{-2} du spectre en déplacement, nous devons construire un glissement composite caractérisé par une décroissance en k^{-2} à grands nombres d'onde et d'après l'équation 5.11 la dimension fractale doit être fixée à $D = 2$. Ces résultats sont cohérents avec les travaux d'Andrews (1980), de Frankel (1991) et de Zeng *et al.* (1994).

La contribution de glissement de chaque crack est sommée dans le domaine spatial pour calculer le glissement final. La Figure 5.3 présente un exemple d'une distribution finale de glissement générée sur un plan de faille pour un séisme de magnitude $M_w = 6.3$. Nous pouvons observer que malgré l'utilisation de crack circulaires, la distribution de glissement obtenue est spatialement hétérogène. De plus, la Figure 5.3-c montre que pour cette distribution de glissement générée à partir d'une distribution fractale des tailles des sous-événements (avec $D = 2$), les amplitudes spectrales sont bien caractérisées par une décroissance en k^{-2} à grands nombres d'onde radiales.

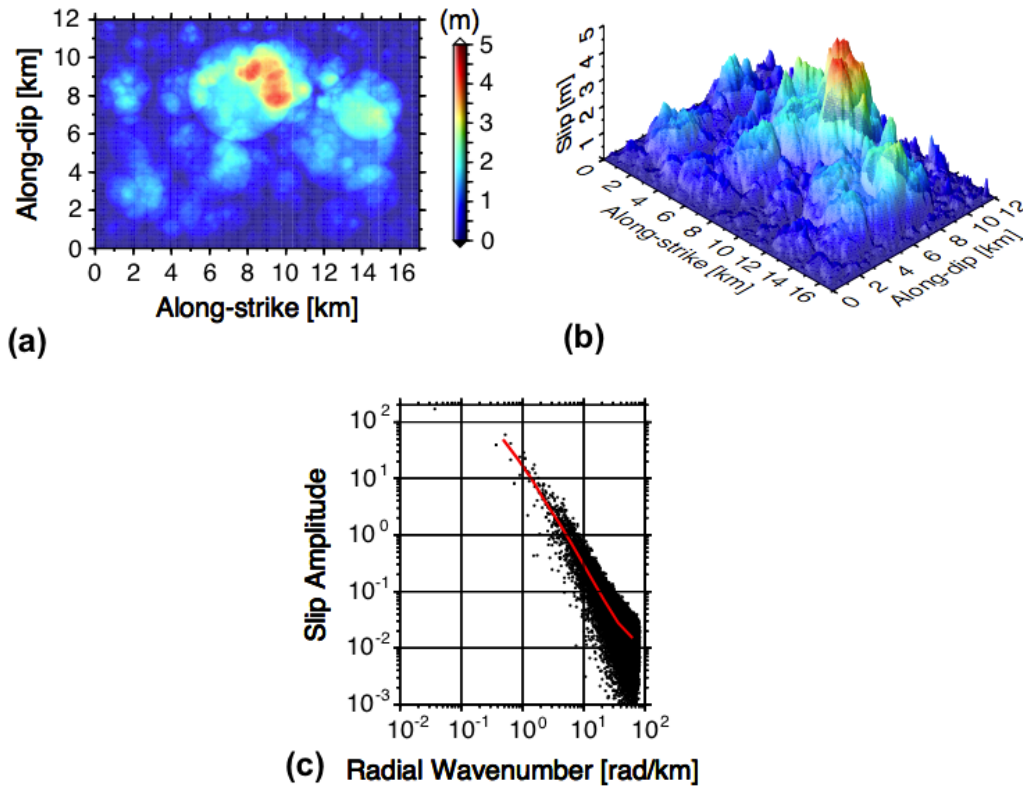


Figure 5.3. Représentation spatiale (a) 2-D et (b) 3-D d'une distribution de glissement sur le plan de faille pour un séisme de magnitude $M_w = 6.3$ générée à partir d'une distribution fractale des tailles des sous-événements. (c) Amplitudes spectrales du glissement suivant une décroissance en k^{-2} à grands nombre d'ondes radiales.

5.3 Cinématique de la rupture du modèle de sources composites

Dans cette partie, nous allons décrire la cinématique du processus de rupture du modèle de sources composites fractale et définir les caractéristiques spectrales du rayonnement haute-fréquence en champ lointain de ce modèle cinématique.

5.3.1 Cinématique de la rupture et temps de montée dépendant de l'échelle

La cinématique de la mise en place du modèle composite de glissement repose sur les hypothèses que :

- Le front de rupture se propage à une vitesse de rupture constante V_r ;
- Le temps de montée est dépendant de l'échelle $\tau(R)$ et est défini par :

$$\tau(R) = \begin{cases} aR_p/V_r & R \geq R_p \\ aR/V_r & R < R_p \end{cases} \quad (5.12)$$

où le paramètre R_p définit le rayon au-delà duquel le temps de montée du sous-événement est constant et est égal à $\tau_{max} = aR_p/V_r$. Par analogie avec le modèle k^{-2} ([Bernard et al. \(1996\)](#)), le paramètre R_p est associé à la fréquence liée au pulse de glissement propageant ($f_p = 1/\tau_{max}$). Cette fréquence donne la transition à laquelle les amplitudes spectrales en accélération sont proportionnelles à C_d^2 à basses fréquences et proportionnelles à C_d à hautes fréquences. La largeur du pulse est égale à $L_0 = aR_p$, où le paramètre $a = 2$. La Figure 5.4 illustre la dépendance du temps de montée en fonction de R .

- Chaque point d'un sous-événement commence à rayonner quand il est atteint par le front de rupture et la fonction source temporelle associée à chaque sous-événement est une fonction boîte $F(t; R)$ de largeur $\tau(R)$.

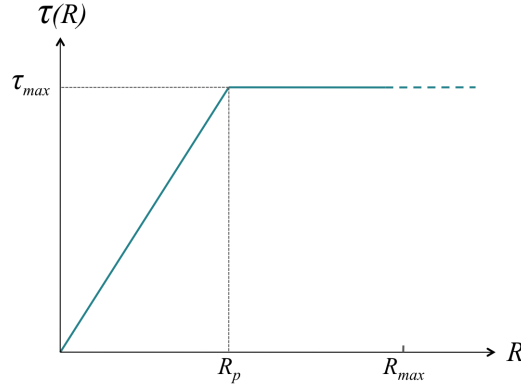


Figure 5.4. Loi d'échelle introduite sur le temps de montée $\tau(R)$ (figure extraite de [Ruiz, 2007](#)).

5.3.2 Caractéristiques spectrales du rayonnement haute-fréquence en champ lointain

Afin de définir les caractéristiques spectrales du rayonnement haute-fréquence en champ lointain du modèle cinématique de sources composites fractales, [Ruiz \(2007\)](#) a cherché à déterminer une solution analytique haute-fréquence pour le rayonnement spectral. Pour cela, l'expression dans l'approximation en champ lointain qui relie le domaine des nombres d'ondes spatial du glissement au domaine fréquentiel est utilisé (cf. [Herrero & Bernard \(1994\)](#), [Bernard et al. \(1996\)](#)). Dans cette analyse, par simplicité, un front de rupture unilatéral se propageant avec une vitesse de rupture constante V_r est utilisée. Le spectre du déplacement du sol en champ lointain généré par une dislocation de type crack peut être exprimé dans le domaine fréquentiel par :

$$\hat{u}(\omega; R) \propto \Delta \tilde{u} \left(k_x = \frac{\omega}{v_r C_d}, k_y = 0; R \right) F(\omega; R) \quad (5.13)$$

où $\Delta \tilde{u}(\vec{k}; R)$ est le spectre de Fourier du glissement pour un crack de rayon R , $F(\omega; R)$ est la transformée de Fourier de la fonction source temporelle et C_d est le coefficient de directivité.

Pour déterminer le rayonnement haute-fréquence d'une source composite (constituée d'un ensemble de sous-événements de type "crack"), on suppose que l'énergie rayonnée par chaque sous-événement est incohérente ([Boatwright \(1988\)](#); [Frankel \(1991\)](#)) et le spectre du déplacement final est :

$$|\hat{u}^2(\omega)| = \int |\hat{u}^2(\omega; R)| n(R) dR \quad (5.14)$$

Une estimation plus poussée de cette expression peut être trouvée dans la thèse de Ruiz (2007). Cette expression est séparée en deux contributions, où le rayon R_p définit la limite entre les deux.

La Figure 5.5-b permet d'illustrer les résultats obtenus à une station directive, non-directive et anti-directive. Un résultat important est que le modèle développé par Ruiz *et al.* (2011) permet d'obtenir des spectres en accélération en ω^2 et des amplitudes spectrales en accélération proportionnelles à hautes fréquences au coefficient de directivité C_d . Nous retrouvons donc les mêmes propriétés de rayonnement que celles obtenues avec le modèle k^{-2} (Bernard *et al.*, 1996). Ces résultats de spectres en accélération dépendant de la directivité ne peuvent pas être reproduits par les résultats obtenus à partir du modèle de Zeng *et al.* (1994) (Figure 5.5-a), dont la principale différence est d'utiliser une description point source des sous-événements contrairement au modèle de source finie que nous venons de présenter.

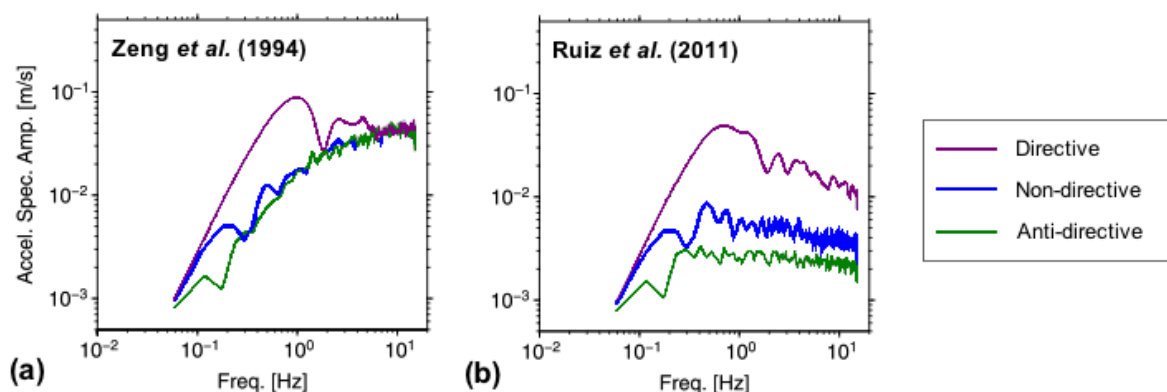


Figure 5.5. Comparaison des spectres en accélération moyens obtenus avec l'approche de (a) Zeng *et al.* (1994) et (b) l'approche de Ruiz *et al.* (2011) calculés à trois stations (directive, non-directive et anti-directive) pour quelques réalisations de glissement (figure extraite de Ruiz *et al.* (2011)).

5.3.3 Caractéristiques des fonctions de vitesse de glissement

La modélisation de la vitesse de glissement en un point donné de la faille résulte de la sommation des contributions de plusieurs sous-événements. Les résultats obtenus par Ruiz (2007) montrent que qu'avec le modèle de sources composites à distribution fractale que nous venons de présenter, la vitesse de glissement modélisée est toujours positive et la forme moyenne de la vitesse de glissement suit un comportement assez proche des résultats obtenus par modélisation dynamique.

5.4 Contrôle de la directivité en introduisant une zone de nucléation dépendante de l'échelle

Dans le modèle de sources composites que nous venons de présenter, chaque crack rayonne de manière synchrone avec le passage du front de rupture. La direction de la rupture est la même à toutes les échelles et est donc indépendante de la taille des sous-événements. Cependant, si on admet que les ruptures réelles présentent une certaine complexité spatiale et temporelle à toutes les échelles, il n'y a pas de contrainte *a priori* pour que la direction de la rupture à petite échelle (échelle du sous-événement) soit identique à la direction de la rupture à grande échelle (échelle de la faille).

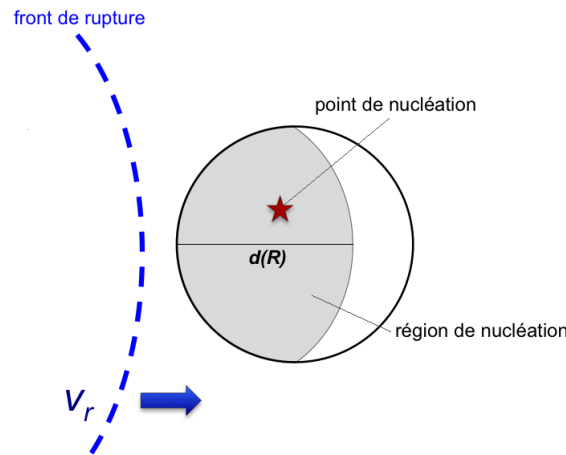


Figure 5.6. Schéma illustrant la définition de la région de nucléation (zone grise) dont l'extension dépend de la taille du sous-événement selon la fonction $d(R)$. L'étoile représente le point de nucléation qui est localisé aléatoirement à l'intérieur de la région de nucléation et qui sera activé lorsqu'il sera atteint par le front de rupture principal se propageant à la vitesse V_r (ligne pointillée) (figure extraite de Ruiz et al. (2011)).

Afin d'améliorer le modèle de sources composites à distribution fractale et de mieux contrôler l'effet de directivité de la rupture à toutes les échelles, Ruiz (2007) propose de relâcher l'hypothèse que chaque sous-événement est activé dès que le front de rupture l'atteint. Mais il va considérer qu'un sous-événement peut supporter le passage d'une perturbation pendant un court instant et qu'il commence à rayonner seulement quand le front de rupture atteint un point de nucléation localisé aléatoirement dans une zone prédéfinie à l'intérieur du crack. L'extension de cette zone, appelée région de nucléation, est dépendante de la taille du sous-événement (Figure 5.6). Chaque sous-événement est ensuite mis en place avec sa propre cinématique en considérant un front de rupture circulaire se développant dans le crack avec une vitesse de rupture

constante V_r (la même vitesse que celle du front de rupture principal) et avec un temps de montée dépendant de la taille du sous-événement.

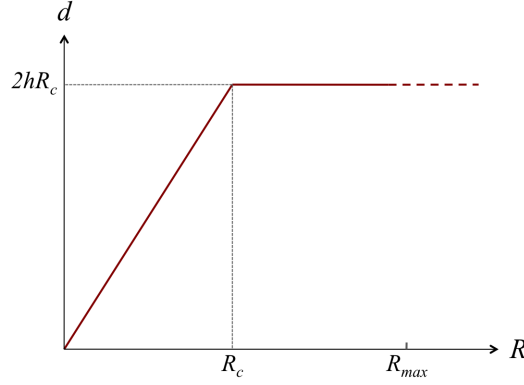


Figure 5.7. Fonction $d(R)$ qui contrôle l'extension de la zone où la nucléation peut se produire pour chaque sous-événement (figure extraite de Ruiz (2007)).

Dans ce modèle, l'extension de la zone de nucléation est dépendante de l'échelle et est définie par la distance d qui est une fonction du rayon R du sous-événement (Figure 5.7) :

$$d(R) = \begin{cases} 2hR_c & R \geq R_c \\ 2hR & R < R_c \end{cases} \quad (5.15)$$

où h est le paramètre contrôlant l'extension de la zone où la nucléation peut se produire pour chaque sous-événement et R_c correspond à un rayon critique qui sépare l'ensemble des sous-événements en un domaine à petite échelle ($R < R_c$) pour lequel la zone de nucléation est proportionnelle à la surface totale du crack et un domaine à plus grande échelle ($R \geq R_c$) pour lequel la proportion occupée par la zone de nucléation diminue par rapport à la surface totale du crack (Figure 5.8).

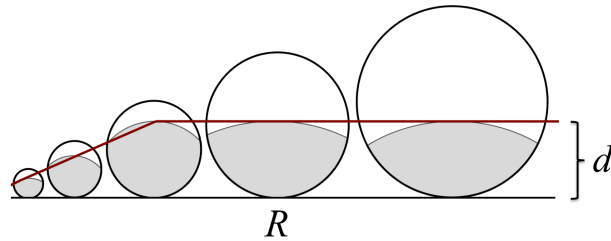


Figure 5.8. Schéma illustrant la définition de la fonction $d(\cdot)$ en fonction du rayon R . La surface grise correspond à la zone dans laquelle le point de nucléation est défini pour chaque source avec une probabilité d'occurrence uniforme (figure extraite de Ruiz (2007)).

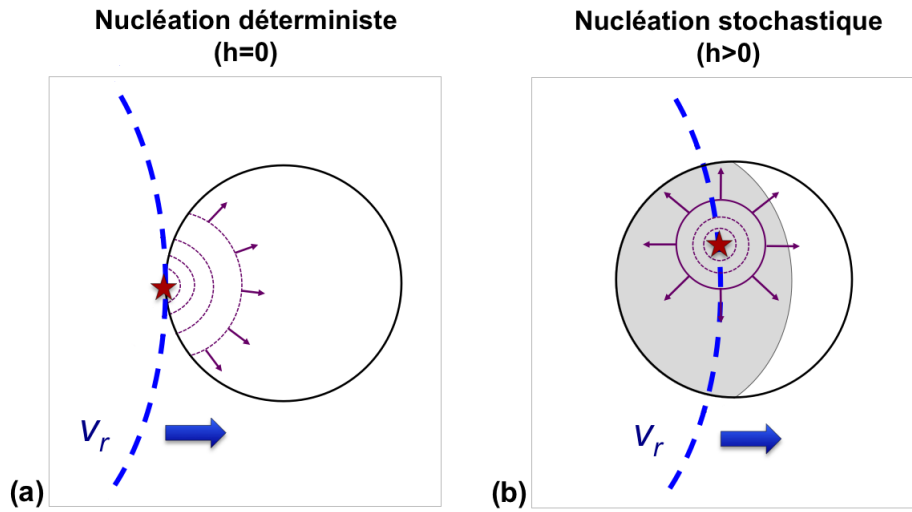


Figure 5.9. Schéma de la mise en place de la rupture à l'échelle d'un sous-événement (a) dans le cas d'une nucléation déterministe et (b) dans le cas d'une nucléation stochastique. Le crack commence à rayonner lorsque le front de rupture principal (ligne pointillée) atteint le point de nucléation (étoile), puis un front de rupture circulaire se développe à l'intérieur du crack à la même vitesse V_r que celle du front de rupture principal. (a) Dans le cas d'une nucléation déterministe ($h = 0$), le point de nucléation est localisé au bord du crack et c'est le premier point atteint par le front de rupture. Le crack rayonne de manière synchrone avec le passage du front de rupture et la direction de la rupture à l'échelle du sous-événement est la même que la direction de la rupture à l'échelle de la faille. (b) Dans le cas d'une nucléation stochastique ($h > 0$), le point de nucléation est localisé aléatoirement à l'intérieur de la région de nucléation (zone grise) et au passage du front de rupture principal une partie du crack va rayonner de manière directive et l'autre de manière anti-directive. (figure extraite de Ruiz et al.(2011))

Avec l'introduction de ces deux paramètres h et R_c , l'extension de la zone de nucléation peut être contrôlée à toutes les échelles. En fonction de la valeur de h , la directivité de la rupture sera plus ou moins homogène aux différentes échelles :

- Dans le cas où $h = 0$: un processus de rupture déterministe (ou quasi-déterministe) se développe. La zone de nucléation est réduite à un seul point localisé au bord du crack où le front de rupture intercepte le crack et la direction de la rupture à l'échelle du sous-événement est presque la même que celle imposée par la rupture à l'échelle de la faille. Ruiz (2007) montre que pour $h = 0$, les amplitudes spectrales en accélération sont proportionnelles au coefficient de directivité C_d à hautes fréquences et les formes spectrales suivent un modèle en ω^2 (Figure 5.10).
- Dans le cas où $h > 0$: un processus de rupture plus stochastique se développe, en introduisant une part de comportement aléatoire dans la manière avec laquelle les sous-événements sont mis en place. Ainsi, pour une station directive seule une fraction de

la surface de chaque sous-événement va contribuer de manière directive, le reste contribuant de manière anti-directive. La directivité de la rupture devient donc moins cohérente, même si le front de rupture à l'échelle de la faille contrôle toujours la propagation de la rupture. Dans le cas extrême où $h = 1$, la zone de nucléation couvre toute la surface du sous-événement et la désorganisation de la localisation du point de nucléation est maximale. Ainsi, lors du passage du front de rupture, en moyenne sur l'ensemble des sous-événements, la moitié des sous-événements vont rayonner de manière directive et l'autre de manière anti-directive. Ruiz (2007) montre que pour $h > 0$, les amplitudes spectrales en accélération à hautes fréquences ne sont plus proportionnelles au coefficient de directivité C_d , mais à une fraction de ce coefficient. Les écarts entre les amplitudes spectrales se réduisent entre les stations directives, anti-directives et non-directives. La Figure 5.10 montre un schéma simplifié des effets sur les spectres d'accélération de l'introduction d'une zone de nucléation dépendante de l'échelle : les amplitudes spectrales de la station directive diminuent et celles de la station anti-directivite augmentent. Ce rapprochement spectral à hautes fréquences est dépendant des valeurs des paramètres du modèle.

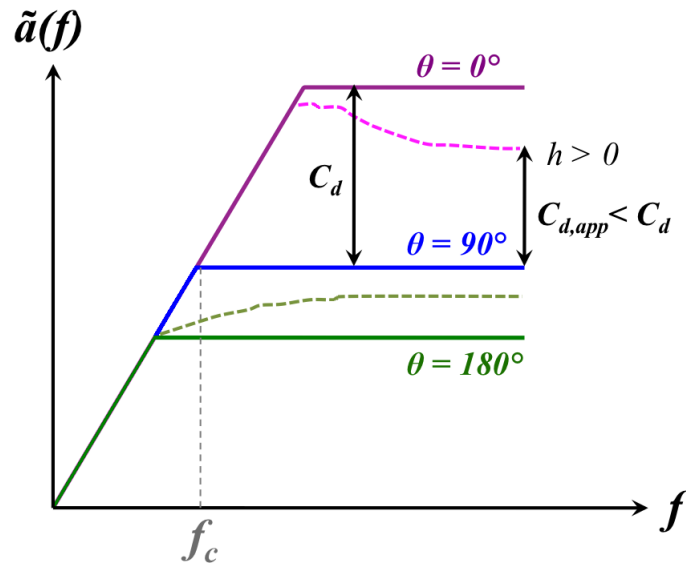


Figure 5.10. Schéma simplifié montrant les effets sur les spectres d'accélération liés à l'introduction d'une zone de nucléation dépendante de l'échelle. Dans le cas d'une mise en place synchrone avec le front de rupture, les amplitudes sont proportionnelles au coefficient de directivité C_d (traits pleins). En introduisant un point de nucléation stochastique, les amplitudes spectrales sont proportionnelles à une fraction de C_d (traits en pointillés). Le rapprochement spectral dépend de la fréquence et des paramètres qui définissent la zone de nucléation de chaque sous-événement (figure extraite de Ruiz (2007)).

5.5 Conclusion

La méthode de simulation de [Ruiz et al. \(2011\)](#) que nous venons de décrire est basée sur un modèle de source composite où les sous-événements sont générés en utilisant une distribution fractale de la taille. En considérant une vitesse de rupture constante, chaque source élémentaire a sa propre histoire spatio-temporelle et est décrite avec un modèle de glissement de type crack qui est déclenché lorsque le front de rupture la traverse. Afin de mieux contrôler l'effet de directivité à toutes les échelles, chaque sous-événement est mis en place avec un temps de montée dépendant de la taille du sous-événement et une loi d'échelle régissant l'extension de la zone de nucléation des sous-événements. Cette mise en place permet de détruire la cohérence de la direction de la rupture à petite échelle par rapport à celle à grande échelle, tout en produisant des synthétiques respectant la forme spectral en ω^2 et ayant des amplitudes spectrales proportionnelles au coefficient de directivité C_d à hautes fréquences. De plus, cette méthode très prometteuse permettant d'incorporer la complexité du rayonnement d'une faille étendue, peut également être combinée avec l'approche de sommation de fonctions de Green empiriques afin de prendre en compte la complexité du milieu de propagation.

Chapitre 6

Application au séisme de L'Aquila

$M_w = 6.3$ (Italie, 6 avril 2009) :
validation

6.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous allons tester la méthode de simulation développée par [Ruiz et al. \(2011\)](#) sur le cas du séisme de L'Aquila $M_w = 6.3$ qui a frappé la région des Abruzzes en Italie Centrale le 6 avril 2009. Vous pouvez vous reporter au chapitre 3 pour une description complète du contexte de ce séisme. Dans une première étape, la distribution de glissement sur le plan de faille sera calculée en se basant sur des études publiées sur l'inversion du processus de rupture du choc principal de L'Aquila. La méthode sera tout d'abord testée avec des fonctions de Green numériques calculées à 12 stations à partir du code *AXITRA* ([Coutant, 1990](#)). Dans une seconde étape, nous remplacerons les fonctions de Green numériques par des fonctions de Green empiriques. Parmi les nombreuses répliques qui ont suivi le choc principal de L'Aquila, nous utiliserons la réplique du 7 avril 2009 (09h26m, $m_w = 5.0$) comme FGE.

Nos objectifs sont :

- de confronter les simulations des mouvements du sol obtenues à partir des fonctions de Green empiriques à celles obtenues en utilisant des fonctions de Green numériques ;
- de valider dans une certaine mesure les simulations faites avec l'approche semi-empirique.

Pour cela, les résultats des simulations seront comparés aux mouvements du sol réellement enregistrés lors du choc principal de L'Aquila à travers l'analyse des formes d'ondes en accélération, en vitesse et en déplacement, des spectres de Fourier en déplacement et de différents paramètres des mouvements du sol (PGA , PGV , PGD , accélérations spectrales S_a à différentes périodes).

6.2 Calcul de la distribution de glissement sur le plan de faille

Dans une première étape, nous devons calculer la distribution de glissement sur le plan de faille qui sera utilisée pour la simulation du séisme de L'Aquila. Le code de simulation développé par Ruiz *et al.* (2011) nécessite la spécification de nombreux paramètres d'entrée concernant la source du séisme cible (*e.g.* géométrie du plan de faille, localisation de l'hypocentre, vitesse de rupture...). Afin de fixer les paramètres d'entrée donnant la meilleure opportunité de reproduire les enregistrements du choc principal de L'Aquila, nous nous basons sur les résultats des études publiées sur l'inversion du processus de rupture de ce séisme.

6.2.1 Résultats des inversions de la source du séisme de L'Aquila

Dans le cas du séisme de L'Aquila, de nombreux modèles de source ont été proposés. Ces modèles sont basés soit sur l'inversion de données géodésiques seules (InSAR, Atzori *et al.*, 2009 ; GPS, Cheloni *et al.*, 2010), soit sur des inversions jointes GPS-mouvements forts (Cirella *et al.*, 2009 ; Scognamiglio *et al.*, 2010), GPS-DInSAR-mouvements forts (Cirella *et al.*, 2012), téléseismiques-mouvements forts (Poiata *et al.*, 2012) ou encore l'inversion de données téléseismiques-GPS-InSAR-mouvements forts (Balestra *et al.*, 2013 soumis). Les modèles publiés par ces différents groupes sont tous cohérents sur la géométrie de la faille et la localisation de l'aspérité de glissement principal (Figure 6.1). Ce séisme semble avoir été produit par la rupture d'une faille normale superficielle de direction Nord-Ouest-Sud-Est avec un pendage d'environ 45° vers le Sud-Ouest. De plus, les modèles révèlent un processus de rupture complexe avec deux patchs de glissement : un petit patch superficiel localisé environ à 3 km au-dessus de l'hypocentre et un grand patch plus profond localisé environ à 8 km au Sud-Est de l'hypocentre. La distribution du glissement montre donc qu'à partir de l'hypocentre la rupture

semble s'être propagée à la fois vers le Nord-Est dans la direction "up-dip" avec une vitesse de rupture relativement élevée (~ 4 km/s) (Cirella *et al.*, 2012), puis vers le Sud-Est dans la direction "along-strike" avec une vitesse de rupture estimée entre 2.2 km/s et 2.8 km/s. Dans notre étude, nous nous appuyons sur le modèle de processus de rupture proposé par Balestra *et al.* (2013 soumis) dont une solution de distribution de glissement est présentée sur la Figure 6.2.

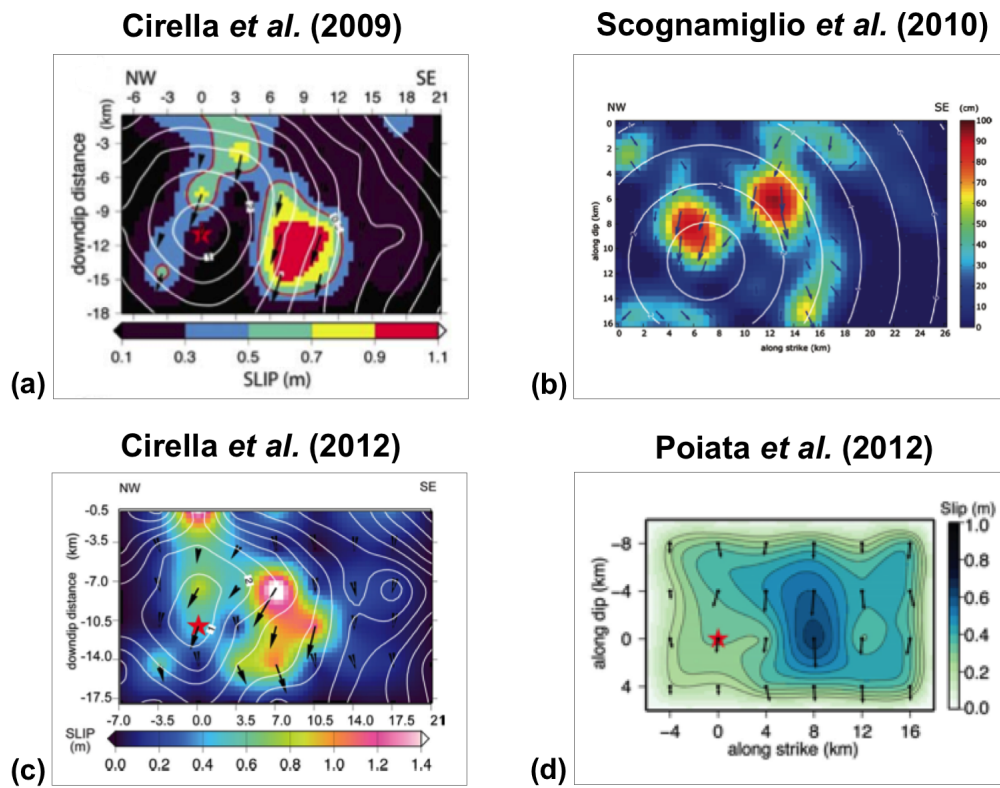


Figure 6.1. Modèles de distribution de glissement publiés par différents groupes pour le choc principal de L'Aquila $M_w = 6.3$. Ces modèles sont basés sur l'inversion jointe de données GPS-mouvements forts (a) Cirella *et al.* (2009), (b) Scognamiglio *et al.* (2010); de données GPS-DInSAR-mouvements forts (c) Cirella *et al.* (2012) et de données téléseismiques-mouvements forts (d) Poiata *et al.* (2012). Les étoiles rouges indiquent la position de l'hypocentre, les lignes blanches continues représentent la position de la propagation de la rupture à différents temps d'intervalle et les flèches noires montrent les vecteurs de glissement.

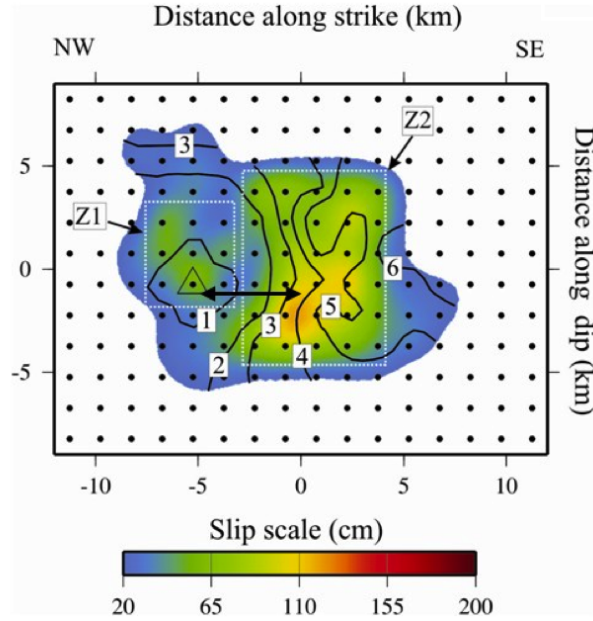


Figure 6.2. Modèle de distribution de glissement obtenu pour le choc principal de L'Aquila ($M_w = 6.3$) par Balestra et al. (2013 soumis). Ce modèle est basé sur l'inversion jointe de données de mouvements forts, téléseismiques, GPS et InSAR. Le triangle indique la position de l'hypocentre, les lignes noires continues représentent la position de la propagation de la rupture à 1s d'intervalle et les rectangles blancs montrent les deux principales zones de glissement.

6.2.2 Géométrie du plan de faille et paramètres d'entrée

En prenant en compte les résultats obtenus par Balestra et al. (2013 soumis), nous pouvons fixer les paramètres décrivant la géométrie du plan de faille. Nous adoptons un modèle de faille rectangulaire de dimension $L \times W = 17 \times 12(km^2)$, avec un mécanisme au foyer défini par $strike/dip/rake = 137^\circ/45^\circ / -99^\circ$. La localisation de l'hypocentre est fixée à $42.348^\circ N$, $13.380^\circ E$ à une profondeur de 9.5 km. De plus, afin de mieux représenter l'aspérité de glissement principale observée sur la Figure 6.2, la surface couverte par les sous-événements a été réduite à $12 \times 10(km^2)$.

La discrétisation spatiale est faite en divisant le plan de faille en $N_x \times N_y = 256 \times 256$ sous-failles rectangulaires de longueur $\Delta x = 66(m)$ et de largeur $\Delta y = 46(m)$. N_x étant le nombre de sous-failles selon l'azimut de la faille et N_y étant le nombre de sous-failles selon le pendage. Le choix de cette discrétisation spatiale du plan de faille est lié à la fréquence maximale f_{max} de validité des simulations suivant la relation (Herrero, 1994) :

$$\frac{V_r}{\Delta x} > \frac{1}{\tau} > f_{max} \quad (6.1)$$

où $f_{max} = 1/2\Delta t$, avec Δt le pas de discrétisation temporelle. Nous avons donc calculé le pas de discrétisation spatiale permettant de respecter ce critère de stabilité numérique et de trouver un juste équilibre entre le temps de calcul et la fréquence maximale à modéliser que nous avons fixé à 7 (Hz).

La dimension fractale de la distribution est $D = 2$, le nombre de sous-événements a été fixé à $N = 70000$ et la taille maximale du sous-événement que l'on s'autorise à considérer est $R_{max} = 0.2W$. La valeur de R_{max} est un paramètre qui conditionne le degré d'hétérogénéité de la distribution de glissement, or c'est cette hétérogénéité qui est la source des hautes fréquences dans le rayonnement. Plus R_{max} est grand, plus la part de moment sismique portée par les sous-événements de grande taille est importante. Inversement quand on diminue la valeur de R_{max} , le moment sismique est redistribué entre les sous-événements et le glissement est mieux distribué sur l'ensemble du plan de faille et non plus concentré dans des zones dominées par les plus grands sous-événements. La chute de contrainte des sous-événements $\Delta\sigma_d$ est un autre paramètre contrôlant la distribution des sous-événements et notamment l'amplitude du glissement associé à chaque sous-événement. Plus la valeur de chute de contrainte $\Delta\sigma_d$ est grande, plus l'hétérogénéité spatiale de la distribution du glissement augmente. D'après Ruiz *et al.* (2011), il apparait que la chute de contrainte des sous-événements $\Delta\sigma_d$ doit être fixée à une valeur au moins égale à la valeur de la chute de contrainte estimée pour le séisme cible $\Delta\sigma = 9.1(MPa)$ (Bindi *et al.*, 2009 ; Calderoni *et al.*, 2013). Nous avons donc fixé une chute de contrainte constante pour tous les sous-événements à une valeur $\Delta\sigma_d = 9(MPa)$ comparable à celle du séisme cible. Les paramètres N , R_{max} et $\Delta\sigma_d$ ne sont pas indépendants et les valeurs choisies influent sur les caractéristiques de la distribution de glissement. Dans notre étude, les valeurs que nous avons fixées pour ces paramètres correspondent à un bon compromis entre la modélisation de la loi fractale et l'hétérogénéité de la distribution du glissement.

Nous considérons un front de rupture se propageant circulairement à partir de l'hypocentre avec une vitesse de rupture constante V_r . Nous fixons le rapport $V_r/V_s = 0.7$. Avec une vitesse

moyenne de ondes S, $V_s = 3.2(km/s)$, la vitesse de rupture V_r est environ égale à 2.2 (km/s). Cette valeur est en accord avec les résultats de [Cirella et al. \(2009\)](#) et [Poia et al. \(2012\)](#). Notons que dans les études de [Balestra et al. \(2013 soumis\)](#) et de [Orefice et al. \(2012\)](#) la vitesse de rupture est estimée respectivement à 1.7 (km/s) et 1.6 (km/s), or ces estimations concernent seulement la région située entre les deux patches de plus fort glissement ($L \sim 5km$), tandis que la valeur estimée par [Cirella et al. \(2009\)](#) concerne la longueur totale de la faille ($L \sim 18km$). Le temps de montée maximal a été fixé à $\tau_{max} = 1.6(s)$ ($\tau_{max} = aR_p/V_r$), le paramètre R_p étant fixé à la valeur de 1.8 (km).

Enfin, nous devons fixer les valeurs des deux paramètres R_c et h introduits par [Ruiz et al. \(2011\)](#) afin de mieux contrôler la directivité à toutes les échelles avec une zone de nucléation dépendante de la taille du sous-événement. Après une étude préalable dans laquelle nous avons testé la sensibilité des résultats au choix des valeurs de ces deux paramètres, nous avons pu définir les paramètres constituant un bon compromis entre le contrôle de l'effet de directivité à hautes fréquences et la préservation de la forme spectrale en ω^2 . A notre connaissance, il n'y a pas relations empiriques ou de contraintes physiques pouvant nous aider à limiter les valeurs de ces deux paramètres qui définissent l'extension de la région de nucléation à l'intérieur des sous-événements. Néanmoins, par simplification le rayon R_c a été fixé égal à R_p ($R_p = R_c = 1.8km$) et le paramètre h a été fixé à 0.5.

6.2.3 Choix de la distribution de glissement utilisée pour la simulation

Une fois la géométrie du plan de faille définie et les paramètres d'entrée fixés (Tableau 6.1), les sous-événements sont distribués aléatoirement sur le plan de faille. Nous générons ainsi un grand nombre de distributions de glissement différentes (Figure 6.3). Parmi un ensemble de 120 réalisations aléatoires, nous avons choisi la distribution de glissement montrée sur la Figure 6.4. Ce scénario de source qui sera utilisé dans la suite de l'étude pour la simulation du séisme de L'Aquila a été choisi pour sa ressemblance avec la distribution de glissement issue de l'inversion de [Balestra et al. \(2013 soumis\)](#) (Figure 6.2). Notons qu'il ne s'agit pas ici de réaliser une inversion du séisme de L'Aquila mais de tester le potentiel de la méthode de simulation. La Figure 6.4-c montre que pour la distribution de glissement choisie pour la simulation à partir d'une distribution fractale des tailles des sous-événements (avec $D = 2$), les amplitudes spectrales sont bien caractérisées par une décroissance en k^{-2} à grands nombres d'ondes radiales.

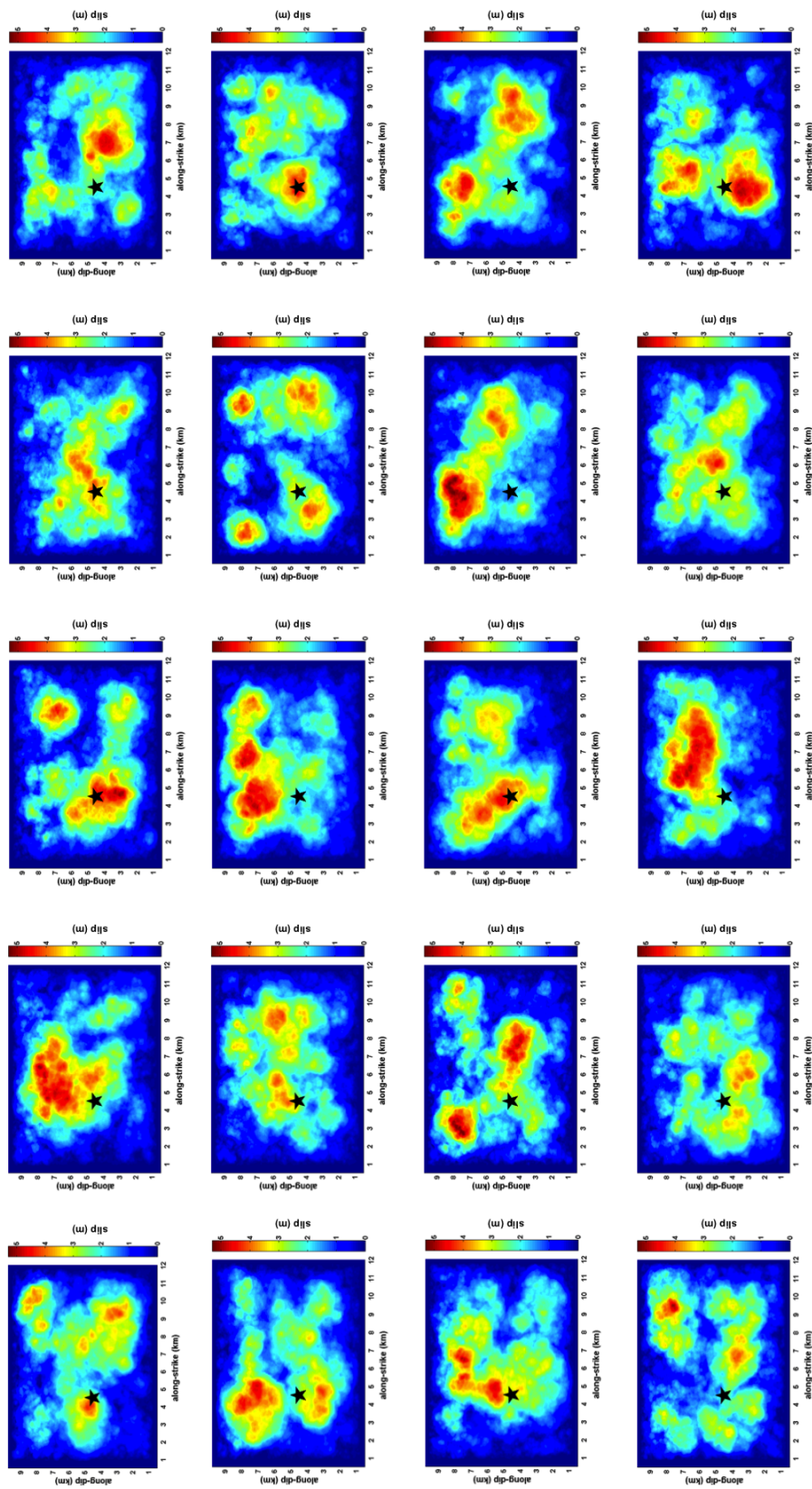


Figure 6.3. Exemple d'une vingtaine de distributions de glissement sur le plan de faille parmi un ensemble de 120 réalisations générées aléatoirement à paramètres d'entrée fixes

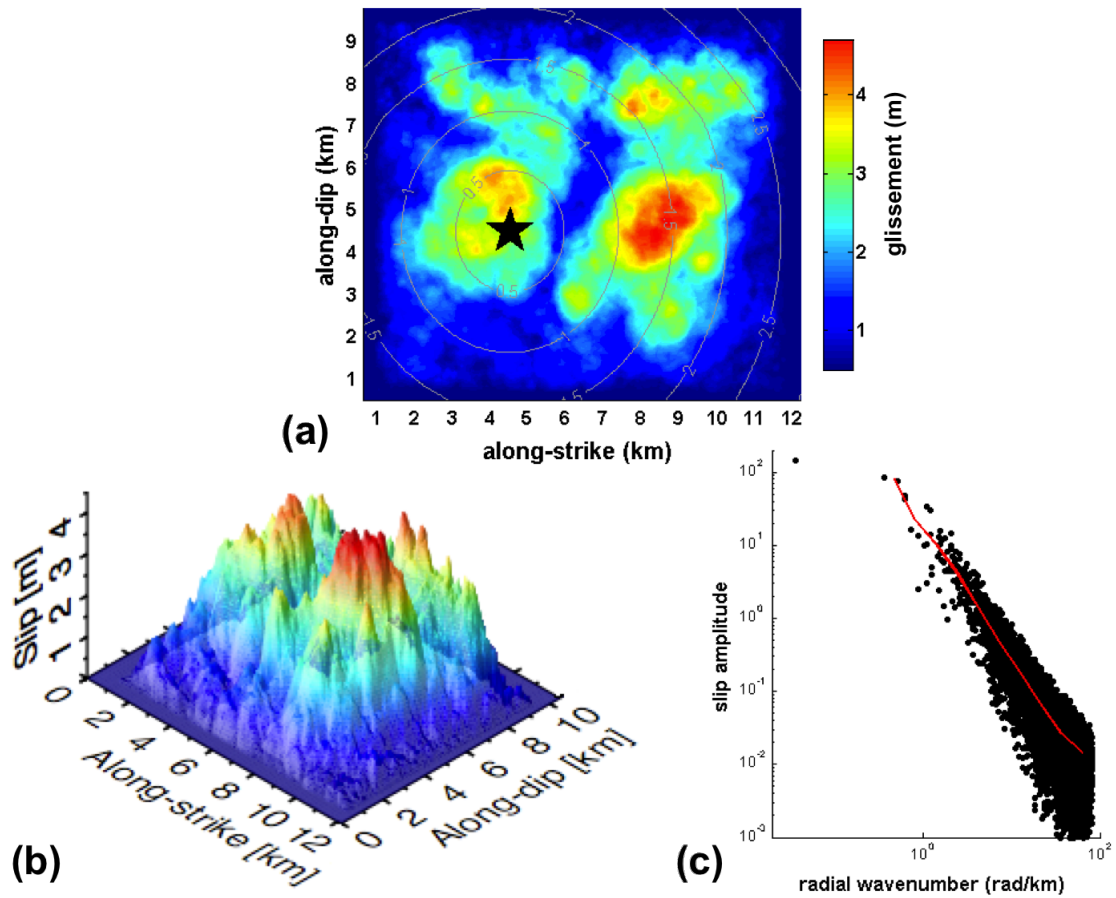


Figure 6.4. Représentation (a) 2-D et (b) 3-D de la distribution de glissement sur le plan de faille choisie pour la simulation du séisme de L'Aquila $M_w = 6.3$. L'étoile noire indique la position de l'hypocentre et les lignes grises continues représentent la position de la propagation de la rupture à 0.5 s d'intervalle; (c) Amplitudes spectrales de glissement suivant une décroissance en k^{-2} dans l'espace des nombres d'ondes radiales.

6.3 Génération d'accélérogrammes synthétiques à partir de fonctions de Green numériques

Afin de produire des accélérogrammes synthétiques du séisme cible, il s'agit maintenant de combiner le modèle de source cinématique complexe que nous venons de générer à la réponse du milieu de propagation des ondes. Pour cela nous allons dans un premier temps calculer des fonctions de Green numériques.

6.3.1 Calcul des fonctions de Green numériques

Les fonctions de Green sont calculées avec la méthode de sommation des nombres d'ondes discrets (Bouchon & Aki, 1977) en utilisant le code numérique AXITRA (Coutant, 1990). Nous utilisons un modèle de vitesse tabulaire 1-D constitué de cinq couches (Tableau 6.2 ; Figure 6.5) (Balestra *et al.*, 2013 soumis).

$h(\text{km})$	$V_p(\text{km/s})$	$V_s(\text{km/s})$	$\rho(\text{gr/cm}^3)$	Q_p	Q_s
0.6	3.3	1.90	2.0	200	100
2.0	4.5	2.60	2.3	350	175
5.0	5.5	3.18	2.5	500	250
30.0	6.5	3.75	2.9	600	300
-	8.1	4.68	3.3	1000	500

Tableau 6.2. Modèle 1-D à 5 couches utilisé pour le calcul des fonctions de Green numériques. Epaisseur h des couches (en km), vitesse des ondes P (V_p en km/s) et des ondes S (V_s en km/s), densité ρ (en gr/cm^3) et coefficients d'atténuation intrinsèque Q_p et Q_s .

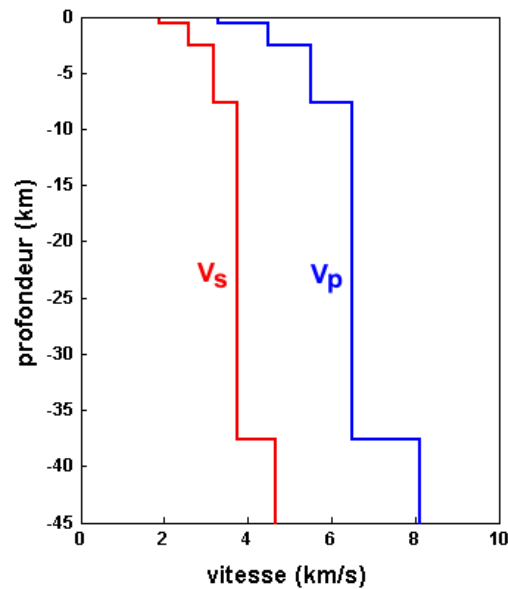


Figure 6.5. Profils de vitesse des ondes P (en bleu) et des ondes S (en rouge) adoptés pour le calcul des fonctions de Green numériques.

6.3.2 Résultats des simulations et comparaison avec les données réelles

A partir de la distribution de glissement présentée sur la Figure 6.4 et des fonctions de Green numériques, nous générons pour chaque station et chaque composante une simulation du séisme cible. Les simulations sont réalisées pour 12 stations du réseau accélérométrique RAN présentées sur la Figure 6.6.

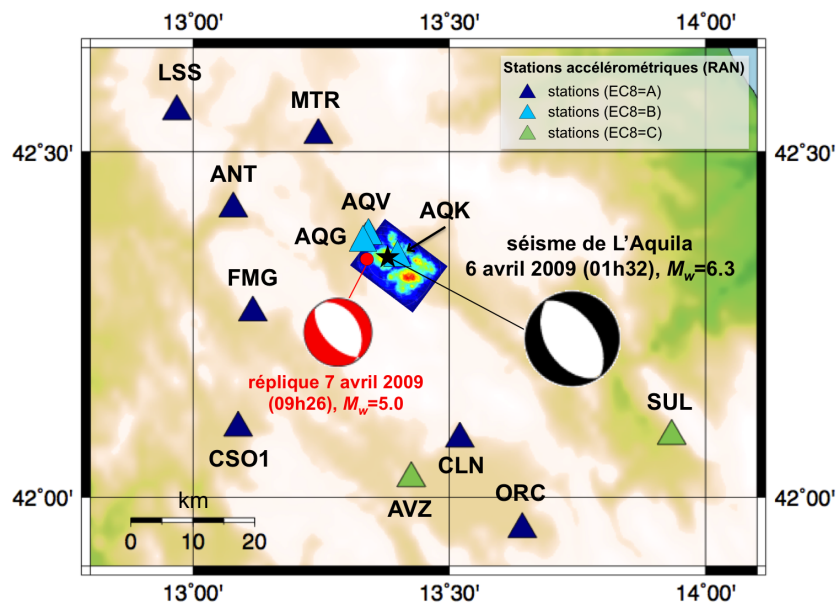


Figure 6.6. Distribution des stations accélérométriques (triangles) du réseau RAN utilisées dans l'étude (les couleurs des triangles indiquent la classe de site EC8 à laquelle appartient chaque station) et localisation et mécanisme au foyer du choc principal de L'Aquila $M_w = 6.3$ (en noir) et de la réplique du 7 avril 2009 ($m_w = 5.0$) choisie comme FGE dans la partie 6.4. La projection en surface de la faille est représentée par le rectangle et la distribution de glissement sur le plan faille est celle utilisée pour la simulation (Figure 6.4).

Afin de valider les simulations, les résultats peuvent maintenant être comparés aux mouvements du sol réellement enregistrés lors du choc principal de L'Aquila. Afin de pouvoir les comparer directement, les signaux sont filtrés dans une même bande de fréquence. La plus petite fréquence utile est définie par la fréquence en-deçà de laquelle le rapport signal-sur-bruit du séisme de L'Aquila n'est plus bon (dans notre cas 0.1 Hz) et la limite à haute fréquence est imposée par la fréquence maximale de validité des simulations $f_{max} = 7(Hz)$. Cette fréquence maximale est liée à la discrétisation spatiale du plan de faille que nous avons choisie afin de trouver un juste équilibre entre le temps de calcul et la fréquence maximale à modéliser.

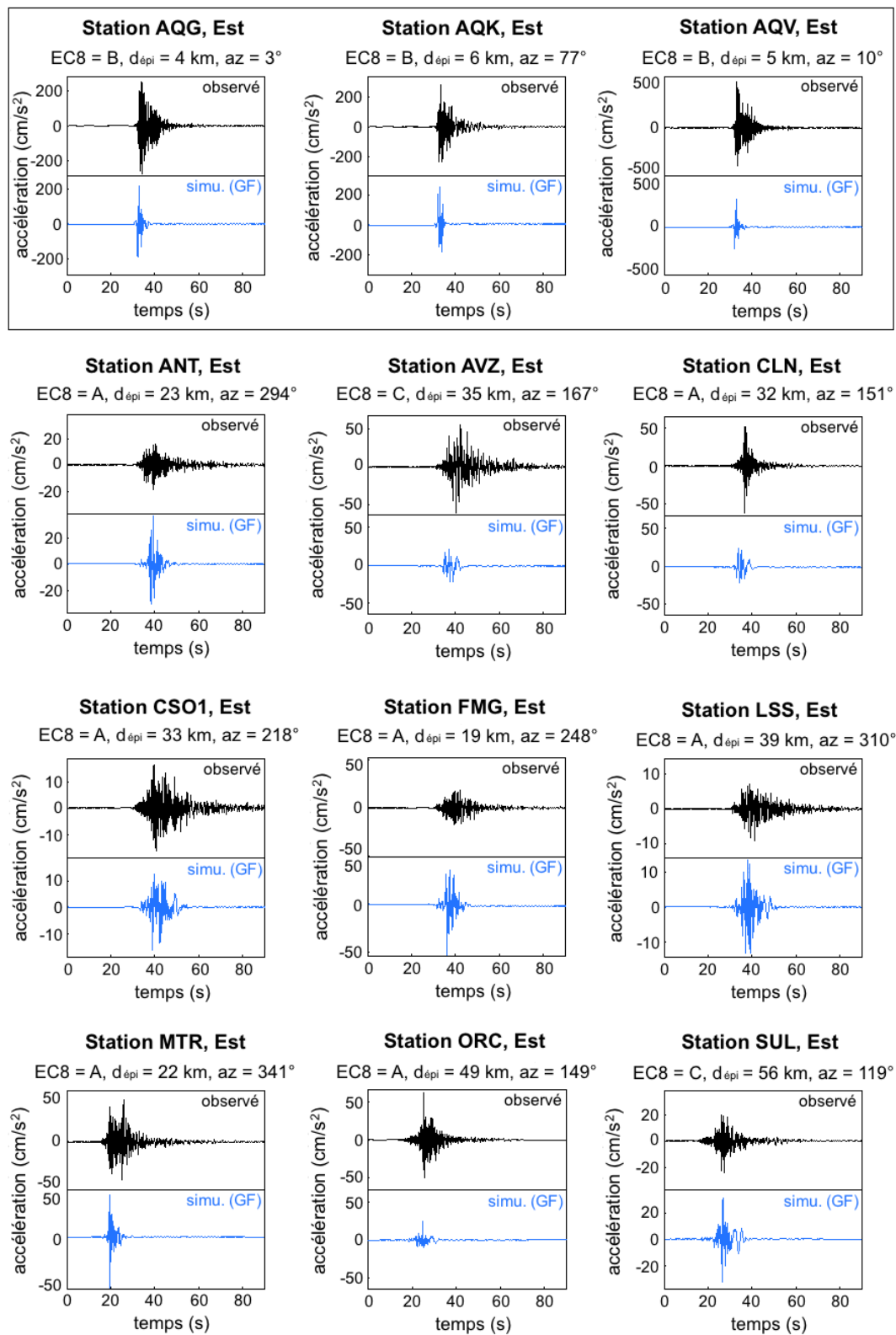


Figure 6.7. Comparaison entre les accélérogrammes enregistrés lors du choc principal de L'Aquila $M_w = 6.3$ du 6 avril 2009 (en noir) et les accélérogrammes synthétiques (en bleu) pour chacune des 12 stations disponibles (composante Est-Ouest) (cf. Figure 6.6). Les simulations sont obtenues à partir du glissement choisi sur la Figure 6.4 et de fonctions de Green numériques calculées pour le modèle de vitesse décrit dans le Tableau 6.2.

La Figure 6.7 présente les accélérogrammes obtenus à partir des simulations (en bleu) comparés aux accélérogrammes réellement enregistrés par chacune des 12 stations (composante Est-Ouest) lors du choc principal de L'Aquila (en noir). Comparés aux enregistrements réels, nous pouvons observer que globalement les simulations ne reproduisent pas vraiment les grandes caractéristiques observées en termes d'amplitude et surtout de durée. La complexité des signaux observés est beaucoup plus importante que celle des signaux modélisés.

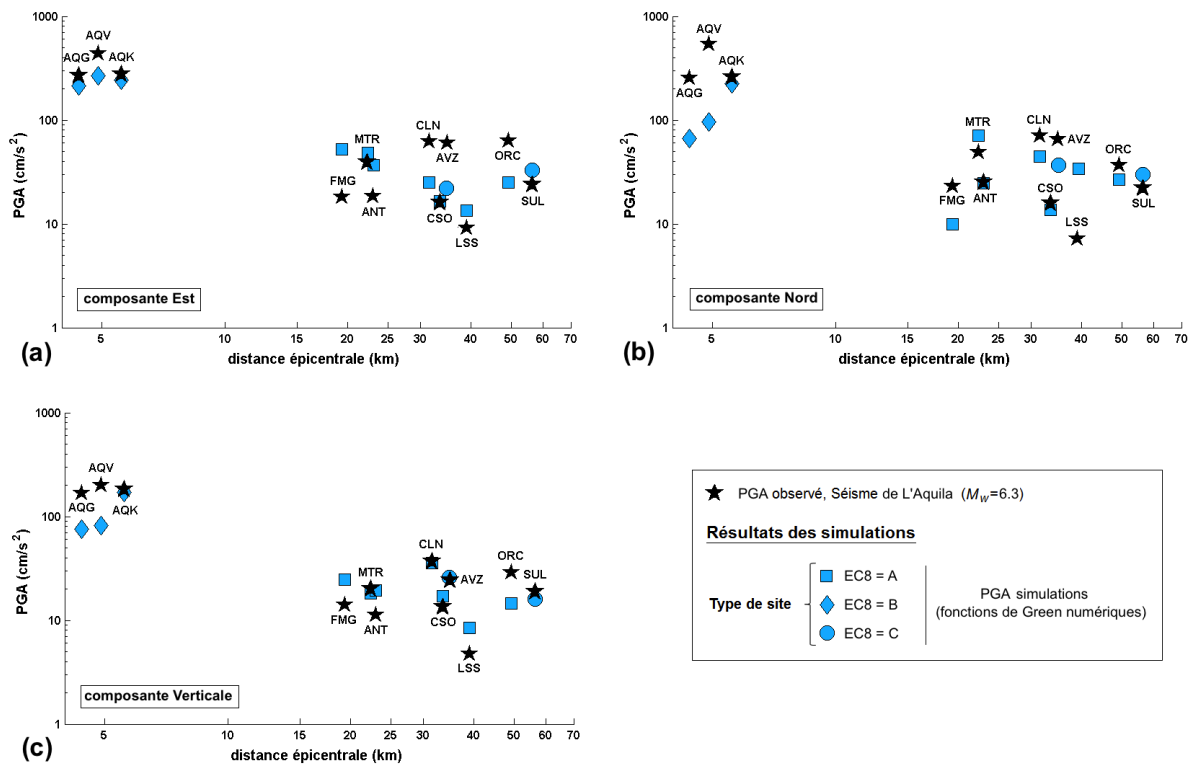


Figure 6.8. Valeurs de PGA observées pour le choc principal de L'Aquila $M_w = 6.3$ (étoiles noires) en fonction de la distance épicentrale, comparées aux valeurs de PGA obtenues à partir des simulations du séisme cible (en bleu) pour chaque station et pour les composantes (a) Est-Ouest, (b) Nord-Sud et (c) Verticale. Les simulations sont obtenues à partir du glissement choisi sur la Figure 6.4 et de fonctions de Green numériques calculées pour le modèle de vitesse décrit dans le Tableau 6.2.

Si nous comparons les valeurs de PGA observées lors du séisme de L'Aquila (étoiles noires) et celles obtenues à partir des simulations (en bleu) pour les trois composantes (Figure 6.8), nous obtenons dans l'ensemble des valeurs du même ordre de grandeur. Nous pouvons cependant observer que pour les stations directives CLN, AVZ et ORC (composantes horizontales)

les valeurs réelles de PGA sont sous-estimées par les valeurs de PGA extraites des simulations. Nous pouvons également attirer l'attention sur les résultats obtenus en champ proche pour les trois stations (AQG, AQK et AOV) situées à l'intérieur de la projection en surface de la faille. Ces stations présentent des effets d'amplification des mouvements du sol significatifs à des fréquences spécifiques. En particulier, la station AQK, installée sur des sédiments Pléistocène (dépôts lacustres constitués de sables et conglomérats), est caractérisée par une fréquence fondamentale de résonance à environ 0.6 Hz reportée par plusieurs auteurs (*e.g.* DeLuca *et al.*, 2005 ; Ameri *et al.*, 2009 ; Bindi *et al.*, 2009 ; Akinci *et al.*, 2010). Ces stations ont enregistré des valeurs de PGA entre 350 et 650 cm/s^2 , la plus grande valeur est obtenue pour la composante Nord-Sud de la station AOV. Ces fortes valeurs de PGA sont probablement dues à la combinaison d'effets de source et de site dont il est difficile de séparer les contributions individuelles. Les simulations reproduisent assez bien les niveaux de PGA obtenus pour ces stations, sauf pour la composante Nord-Sud des stations AQG et AOV où les valeurs de PGA sont largement sous-estimées.

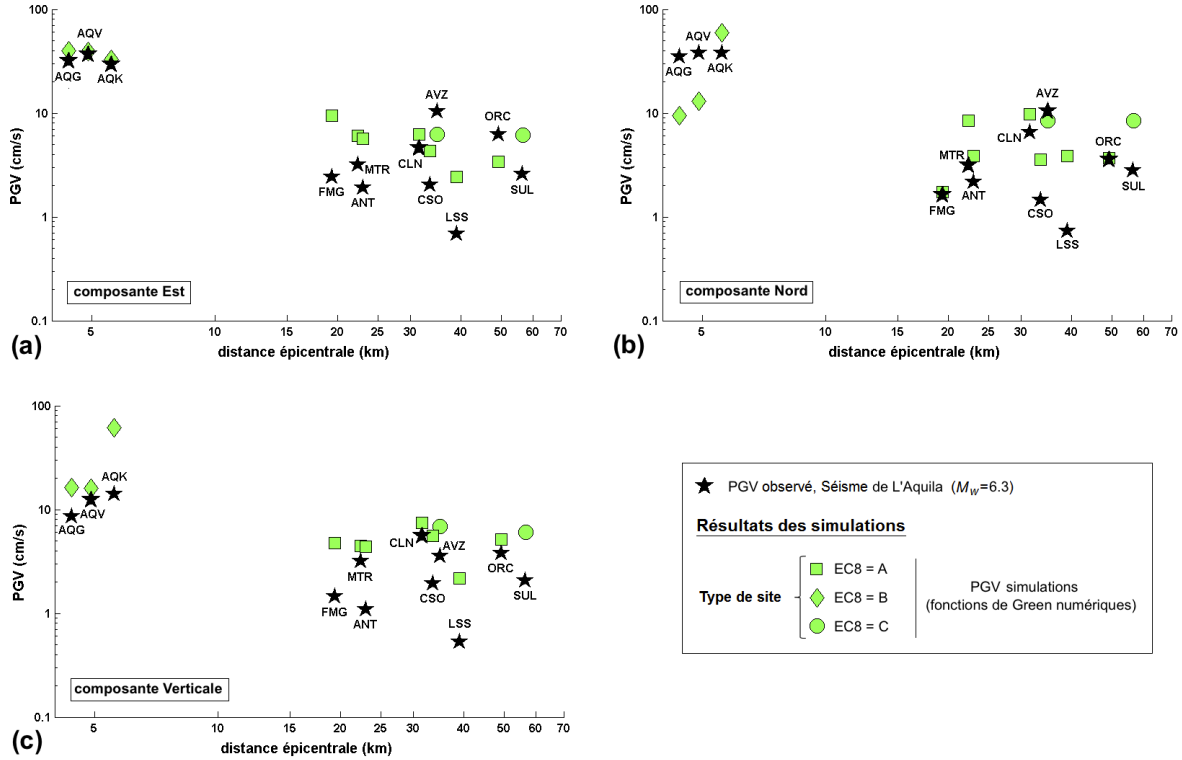


Figure 6.9. Même légende que la Figure 6.8 pour le PGV.

Les résultats obtenus en termes de vitesses et de déplacements montrent que dans l'ensemble les simulations sur-estiment les valeurs observées. Si nous comparons les valeurs de PGV observées lors du séisme de L'Aquila (étoiles noires) et celles obtenues à partir des simulations (en vert) (Figure 6.9), nous pouvons observer que pour les trois composantes les valeurs réelles de PGV sont sur-estimées par les valeurs de PGV extraites des simulations pour les stations ANT, CSO1, LSS et SUL, tandis que pour les stations directives CLN, AVZ et ORC les estimations semblent légèrement meilleures. Ces observations sont confirmées par la comparaison entre les sismogrammes obtenus à partir des simulations et ceux réellement enregistrés. Comparés aux enregistrements réels, les simulations présentent des formes d'ondes beaucoup trop simples (Figure 6.11). Quant aux résultats obtenus pour les déplacements (Figure 6.12) et les valeurs de PGD (Figure 6.10), les simulations sur-estiment les observations pour toutes les stations et toutes les composantes.

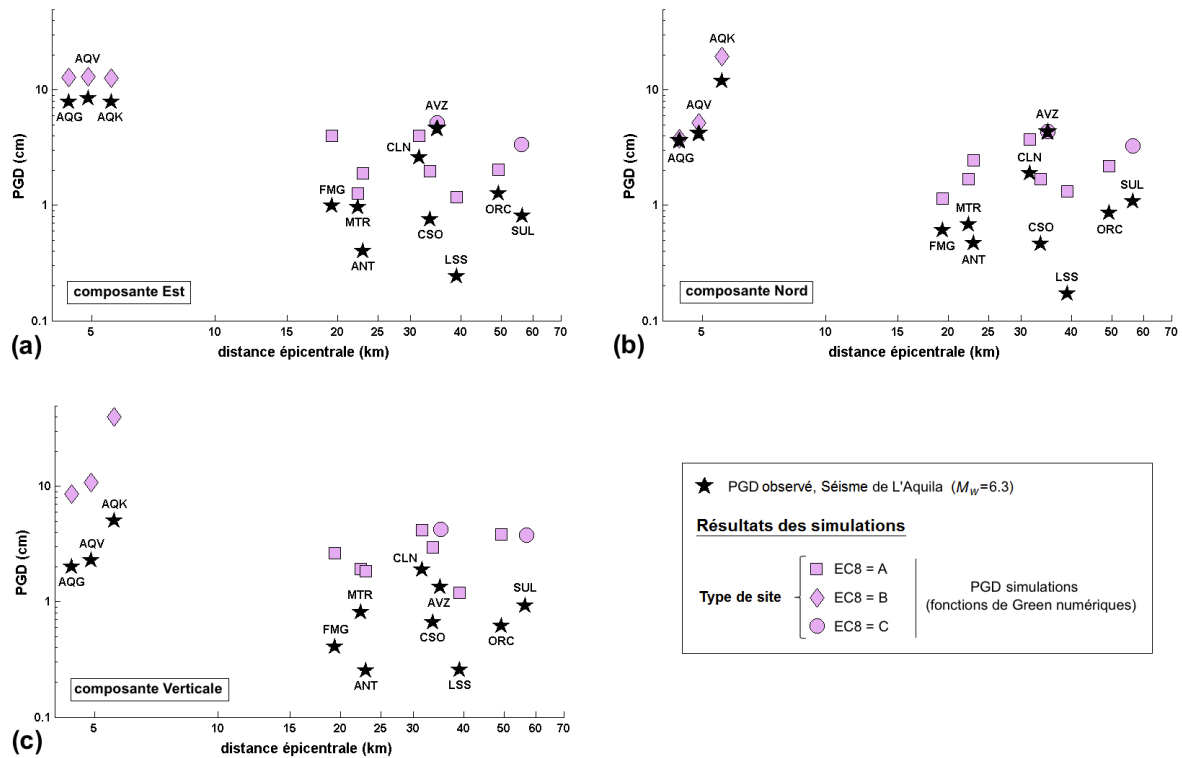


Figure 6.10. Même légende que la Figure 6.8 pour le PGD.

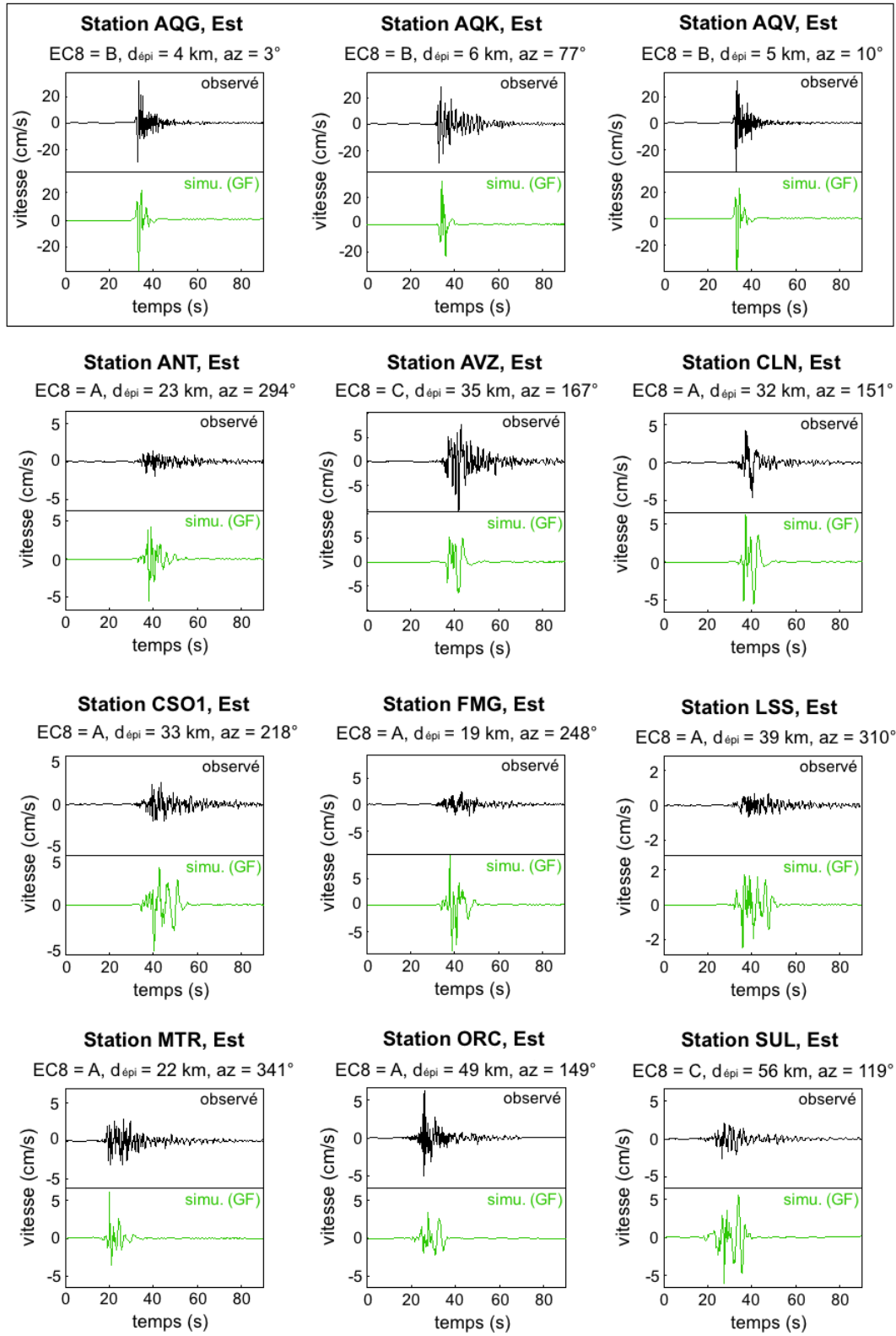


Figure 6.11. Même légende que la Figure 6.7 pour les sismogrammes.

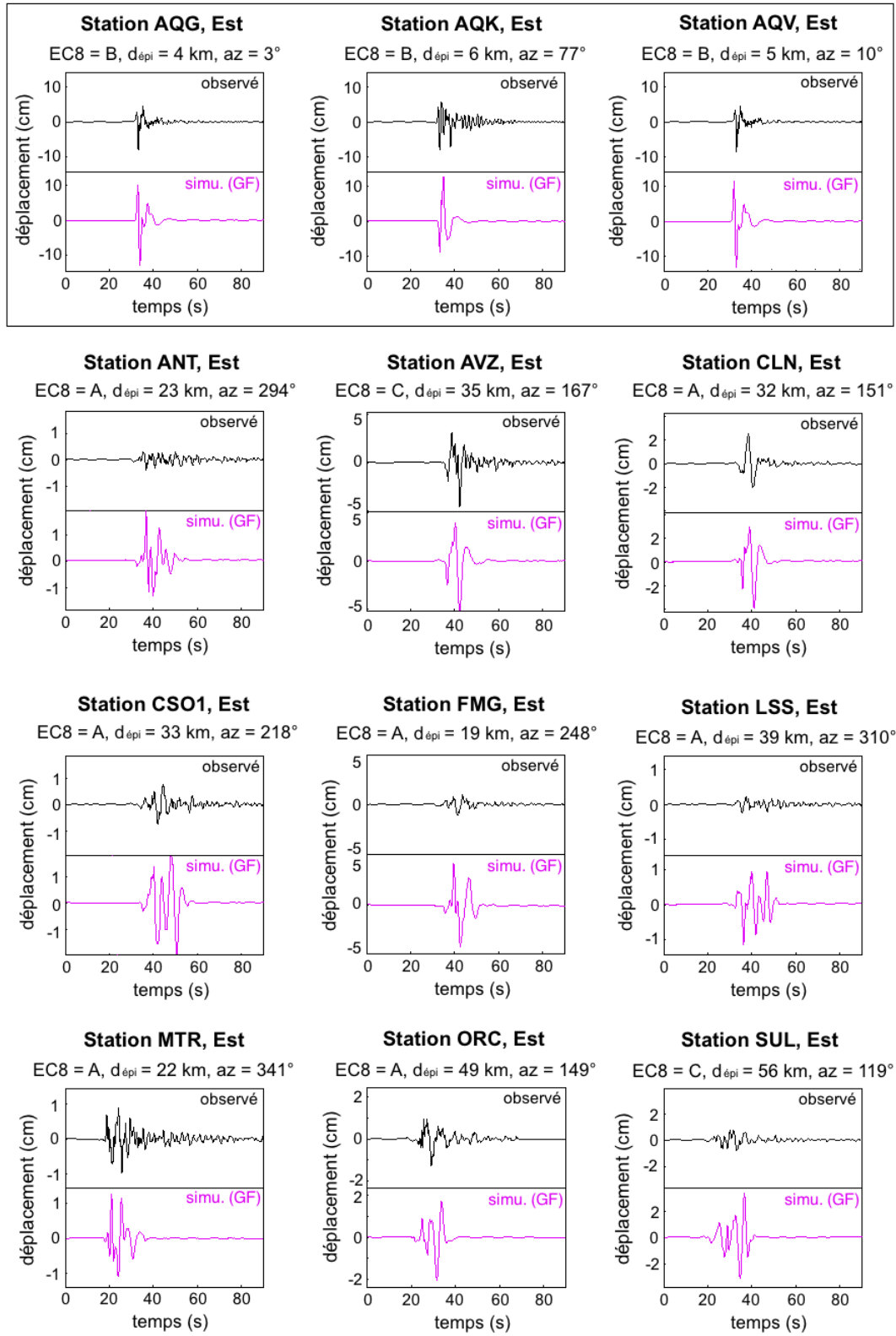


Figure 6.12. Même légende que la Figure 6.7 pour les déplacements.

Maintenant si nous regardons les résultats des simulations sous la forme de spectres de Fourier en déplacement (Figure 6.13), nous pouvons observer que les simulations présentent des problèmes à basses fréquences ainsi qu'une déficience du contenu hautes fréquences par rapport aux observations.

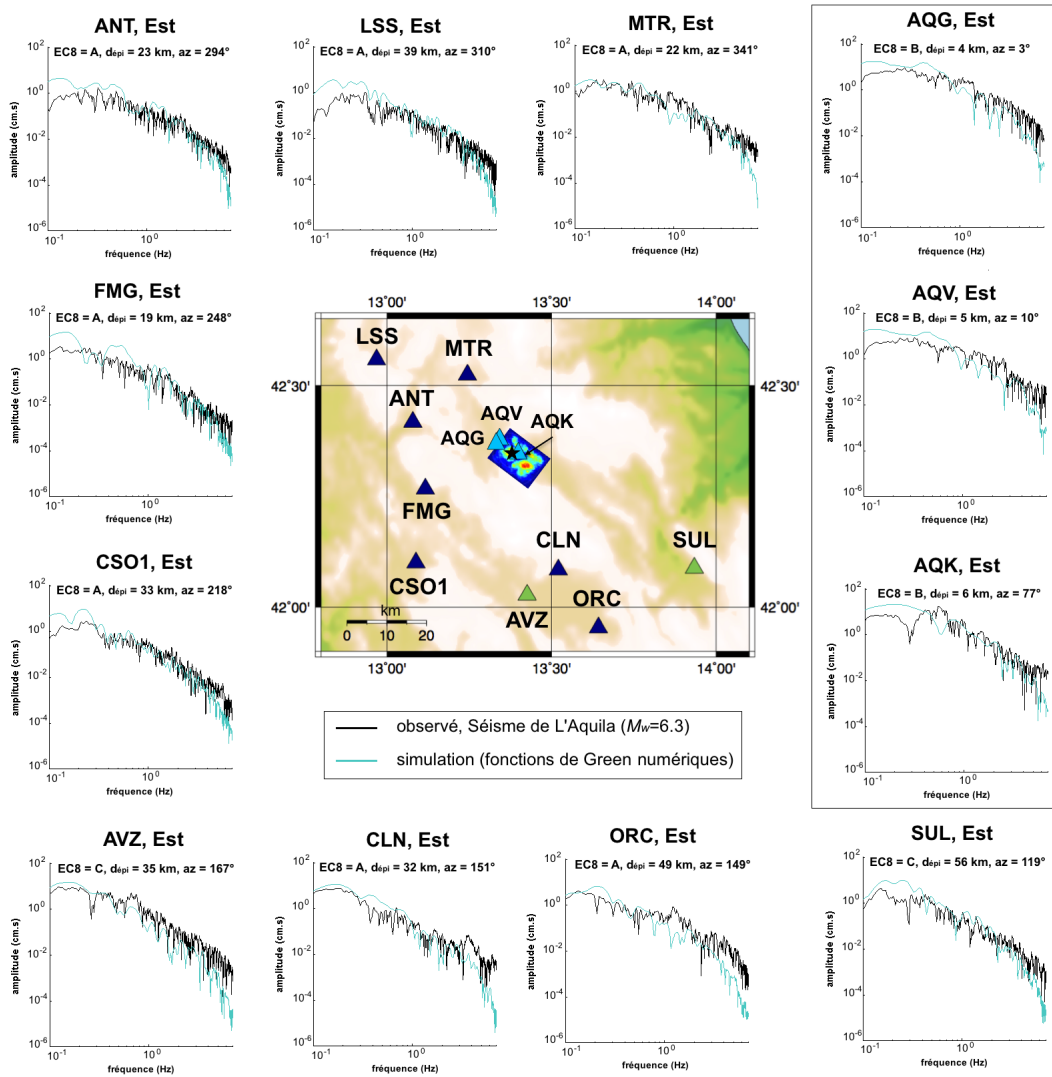


Figure 6.13. Spectres de Fourier en déplacement calculés pour chacune des 12 stations disponibles (composante Est-Ouest) à partir des enregistrements du séisme de L'Aquila $M_w = 6.3$ (en noir) comparés aux simulations (en turquoise) obtenues à partir du glissement choisi sur la Figure 6.4 et de fonctions de Green numériques calculées pour le modèle de vitesse décrit dans le Tableau 6.2.

Ces premières simulations réalisées à partir des fonctions de Green numériques ne sont donc pas vraiment satisfaisantes. Ceci est dû au fait que pour calculer les fonctions de Green numériques nous faisons l'hypothèse que le milieu géologique est en première approximation décrit au travers d'un modèle de vitesse tabulaire I - D beaucoup trop simple pour représenter toute la complexité de la structure de vitesse dans la région source du séisme de L'Aquila.

6.4 Génération d'accélérogrammes synthétiques à partir de fonctions de Green empiriques

Nous venons de voir que l'une des difficultés de la modélisation des mouvements forts est liée à l'estimation des fonctions de Green à hautes fréquences à cause du manque de connaissance des propriétés du milieu géologique à petite échelle. Pour pallier à cette limitation et prendre en compte la complexité du milieu de propagation des ondes, nous proposons de remplacer les fonctions de Green numériques par des fonctions de Green empiriques.

6.4.1 Choix du petit séisme utilisé comme fonction de Green empirique

Le choc principal de L'Aquila a été suivi de nombreuses répliques bien enregistrées par les stations du réseau accélérométrique italien RAN, ce qui nous fournit l'opportunité d'utiliser les enregistrements d'une des répliques comme FGE. Comme dans le chapitre 3, nous avons choisi d'utiliser comme fonction de Green empirique la réplique du 7 avril 2009 (09h26, $M_w = 5.0$) (Figure 6.6).

6.4.2 Calcul des fonctions de Green empiriques déconvoluées

Cependant, si nous utilisons directement les enregistrements de la réplique comme FGE dans la méthode de simulation, l'un des inconvénients de cette approche est que la fréquence maximale de validité des simulations est limitée à la fréquence coin de la FGE. Dans notre cas la fréquence coin de la FGE est $f_c = 0.6(Hz)$ (déterminée à partir de l'analyse des spectres

de Fourier en déplacement). En effet, au-delà de la fréquence coin, les effets de source associés au petit séisme dominant le contenu fréquentiel et l'hypothèse d'un point source impulsif n'est plus valide. Pour exploiter le contenu fréquentiel de la FGE au-delà de la fréquence coin, nous proposons d'enlever l'effet de la fonction source associée au petit séisme en le déconvoluant par une fonction source théorique. Cette procédure a été appliquée par [Hutchings et al. \(2006\)](#) sur le séisme d'Athènes $M_w = 6.0$ (Grèce, 1999) et par [Ruiz \(2007\)](#) sur le séisme Yamaguchi $M_w = 5.9$ (Japon, 1997). La fonction source théorique utilisée est la fonction de [Brune \(1970\)](#) qui suit la forme spectrale en ω^{-2} et sa fréquence coin est fixée à 0.6 Hz. Afin de tester l'effet de cette correction, la Figure 6.14 représente les résultats obtenus en appliquant cette procédure à la station SUL (composante Est-Ouest).

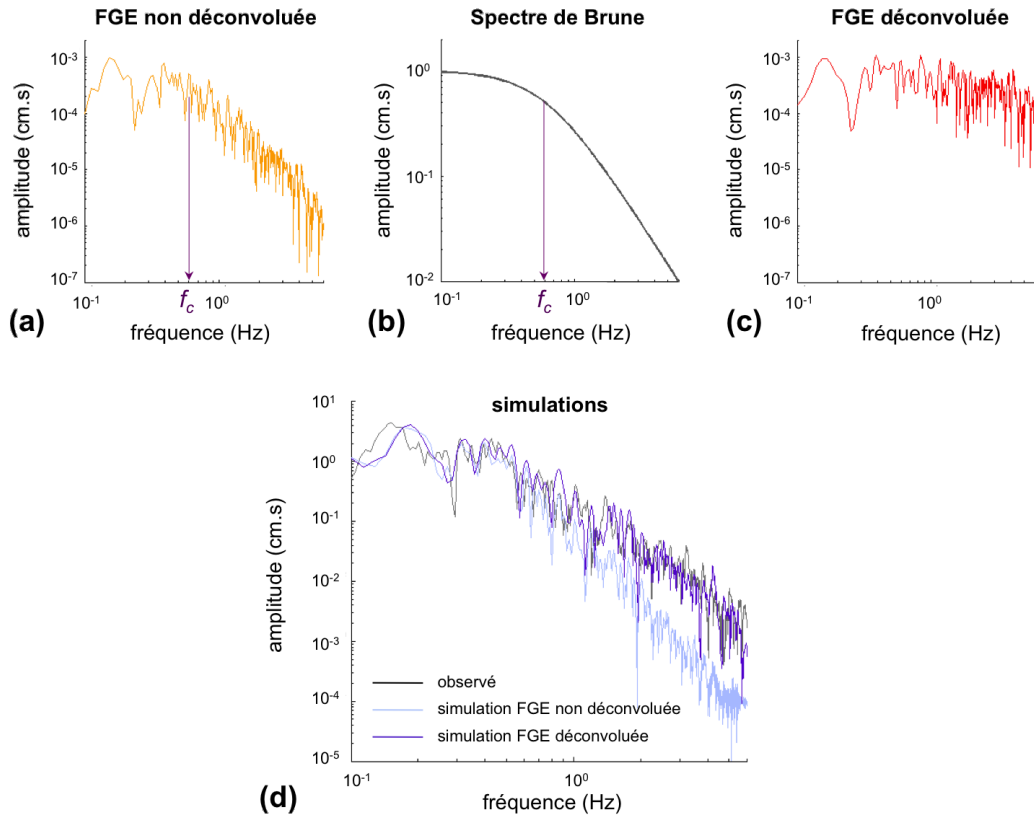


Figure 6.14. Exemple de résultats obtenus à la station SUL (composante Est-Ouest) en appliquant une procédure de déconvolution à (a) l'enregistrement du petit séisme utilisé comme FGE par (b) une fonction de [Brune \(1970\)](#) dont la fréquence coin est fixée à $f_c = 0.6(\text{Hz})$. (d) Résultats des simulations comparés à l'observé (en noir) en utilisant directement l'enregistrement de la réplique comme FGE dans la méthode de simulation (en violet clair, la modélisation n'est valide que jusqu'à la fréquence coin de la FGE) ou en utilisant (c) la FGE déconvoluée (en violet foncé, le contenu fréquentiel de la modélisation peut être exploité au-delà de la fréquence coin de la FGE).

6.4.3 Résultats des simulations et comparaison avec les données réelles

Les résultats des simulations obtenus en utilisant les fonctions de Green empiriques déconvoluées à la place des fonctions de Green numériques sont représentés sous la forme d'accélérogrammes pour les trois composantes sur les Figures 6.16, 6.17 et 6.18. Nous pouvons observer que comparés aux enregistrements réels (en noir), les simulations (en bleu) sont bonnes à la fois en amplitude et en durée et les formes d'onde sont beaucoup plus complexes que celles obtenues à partir des fonctions de Green numériques.

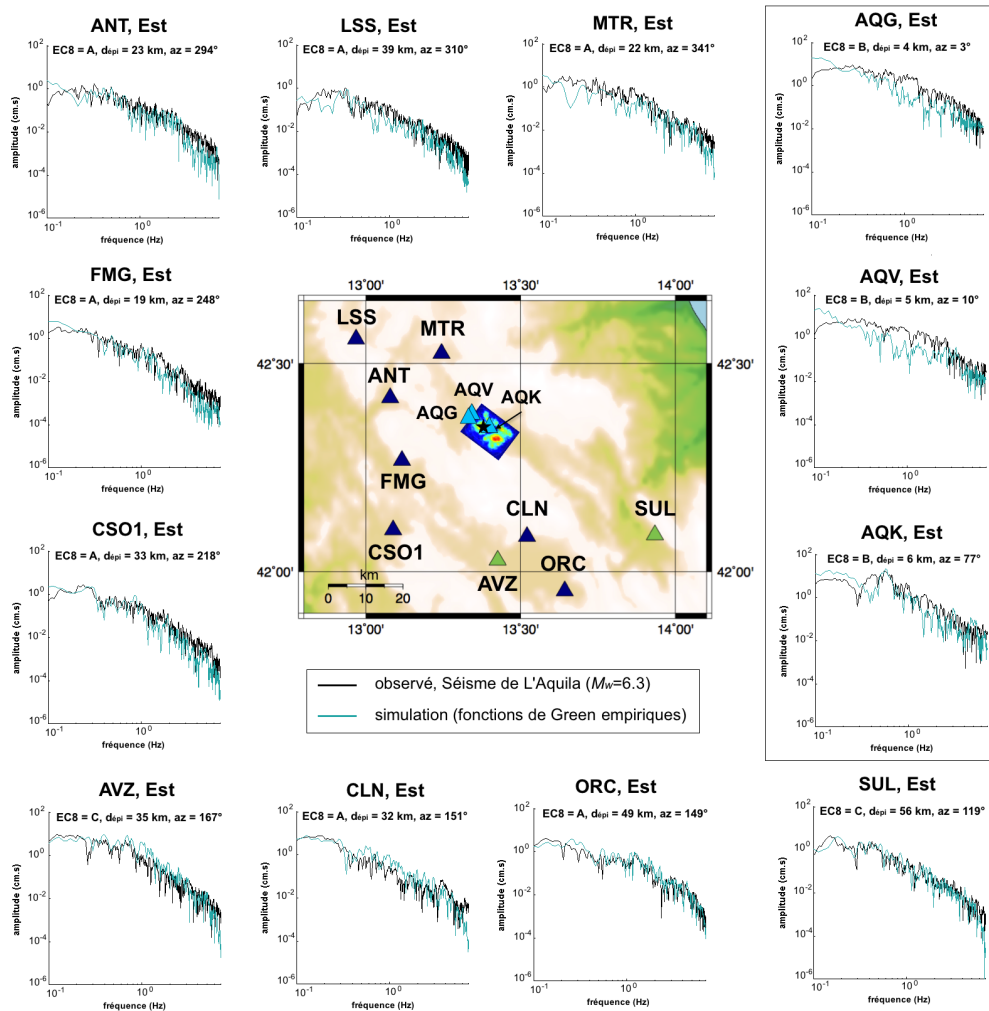


Figure 6.15. Spectres de Fourier en déplacement calculés pour chacune des 12 stations disponibles (composante Est-Ouest) à partir des enregistrements du séisme de L'Aquila $M_w = 6.3$ (en noir) comparés aux simulations (en turquoise) obtenues à partir du glissement choisi sur la Figure 6.4 et de fonctions de Green empiriques déconvoluées.

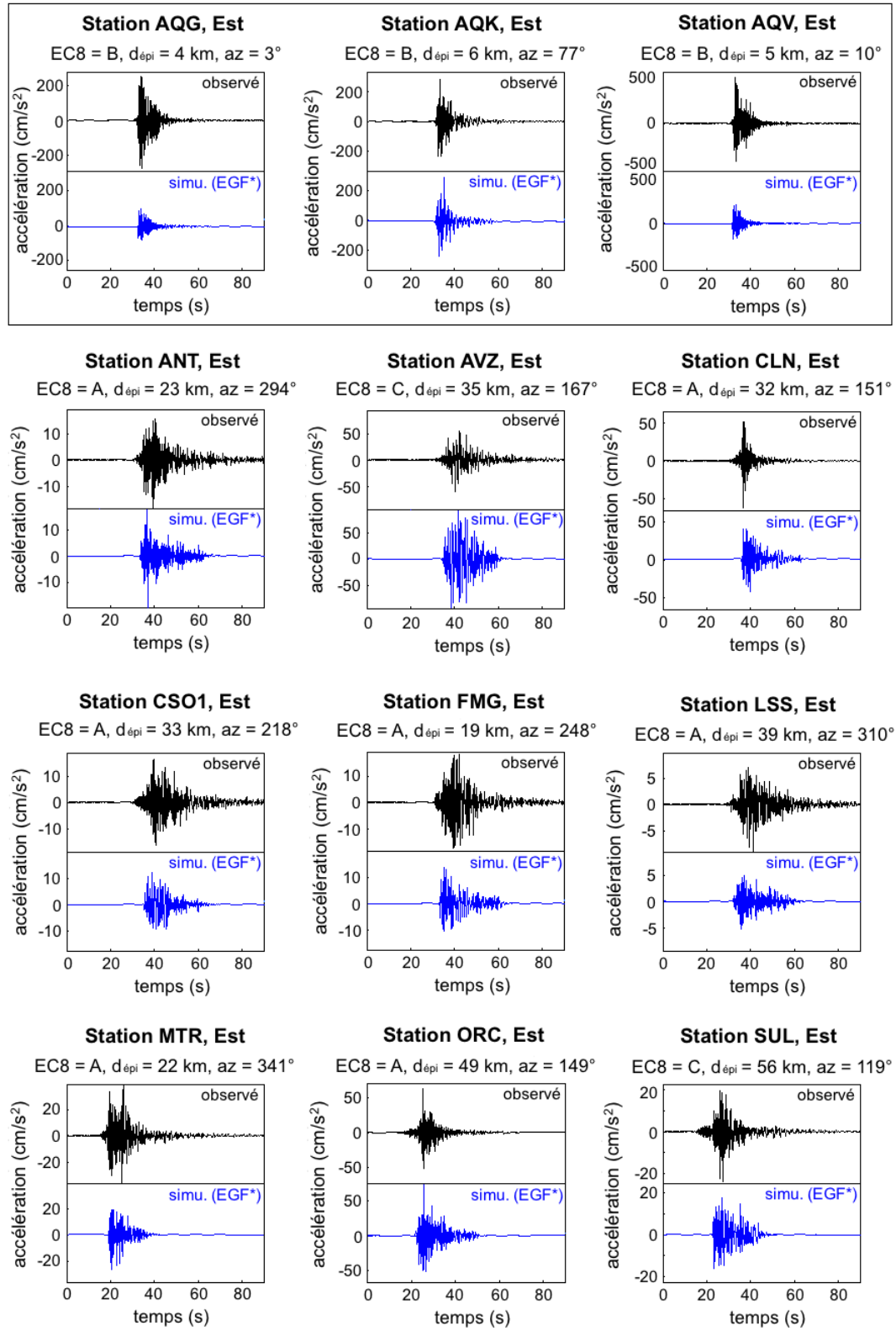


Figure 6.16. Comparaison entre les accélérogrammes enregistrés lors du choc principal de L'Aquila $M_w = 6.3$ du 6 avril 2009 (en noir) et les accélérogrammes synthétiques (en bleu) pour chacune des 12 stations disponibles (composante Est-Ouest). Les simulations sont obtenues à partir du glissement choisi sur la Figure 6.4 et de fonctions de Green empiriques déconvoluées.

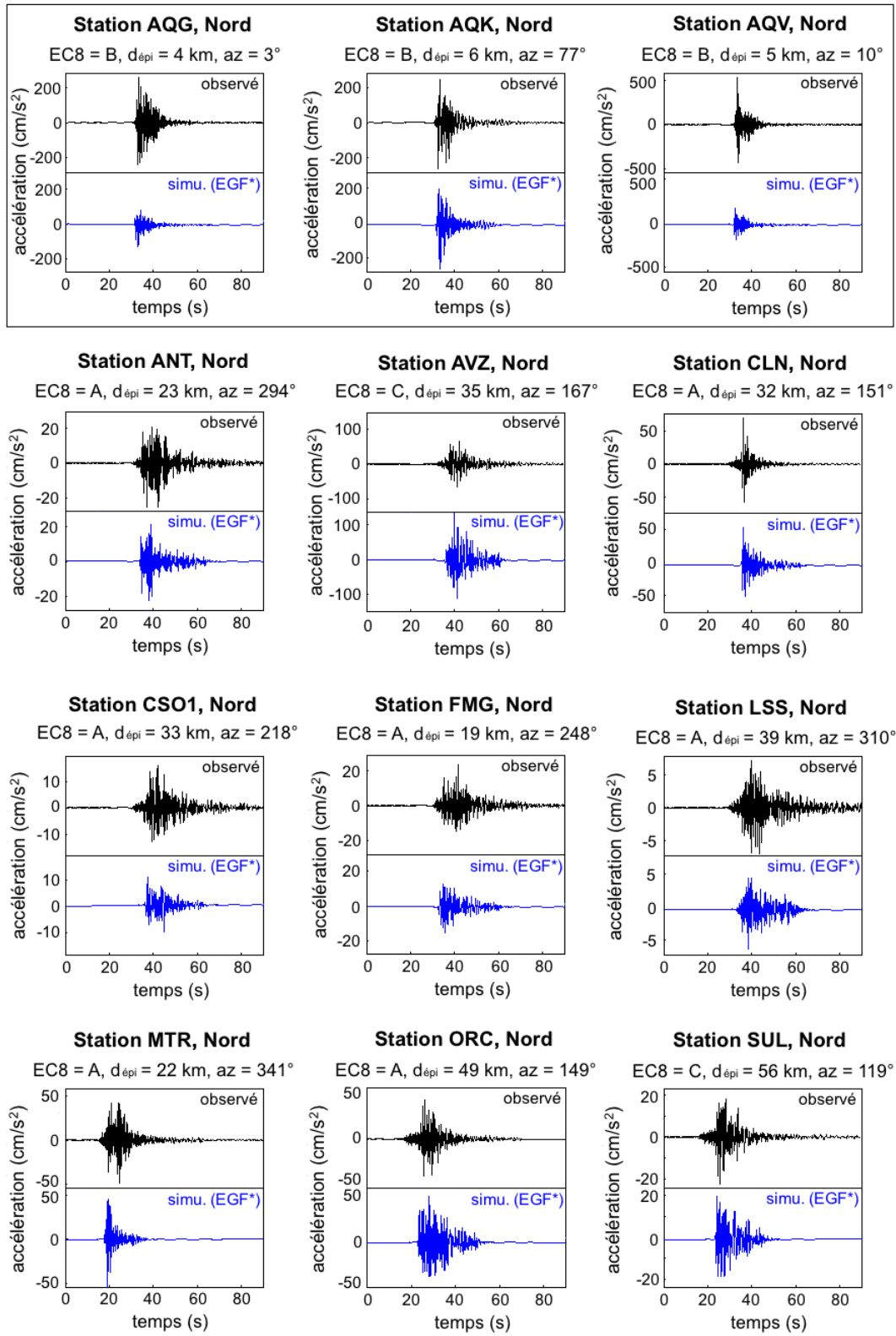


Figure 6.17. Même légende que la Figure 6.16, composante Nord-Sud.

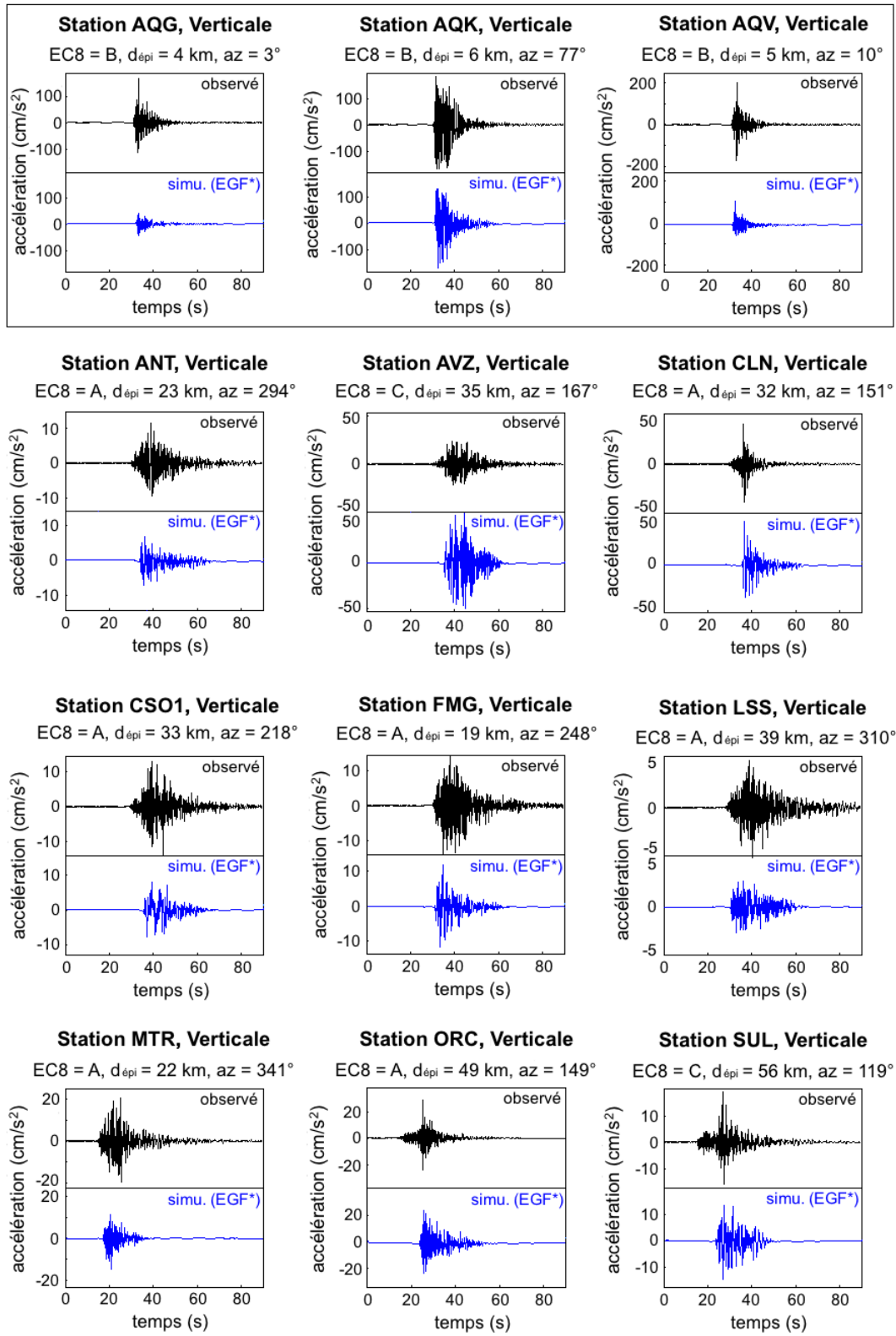


Figure 6.18. Même légende que la Figure 6.16, composante Verticale.

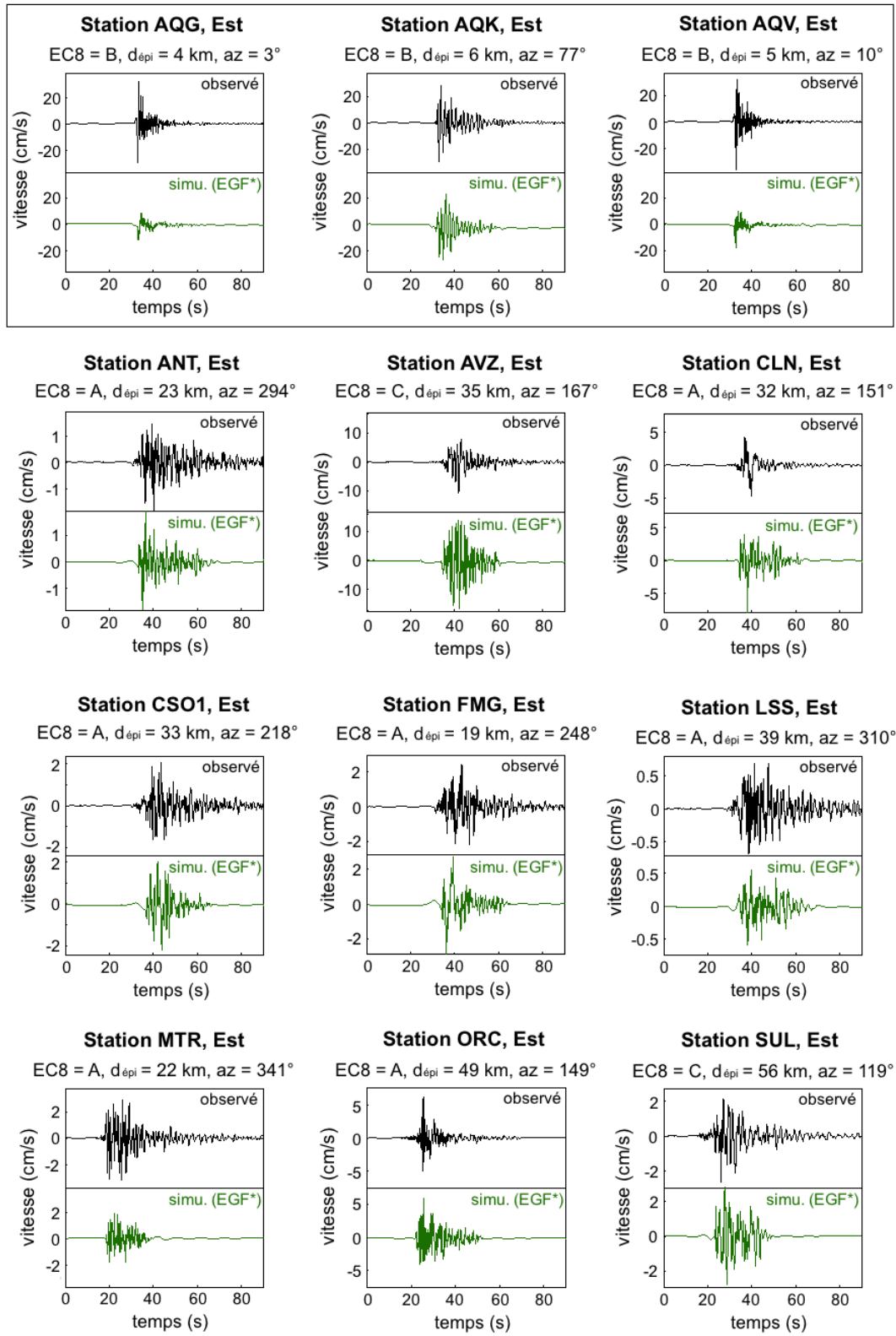


Figure 6.19. Même légende que la Figure 6.16 pour les sismogrammes, composante Est-Ouest.

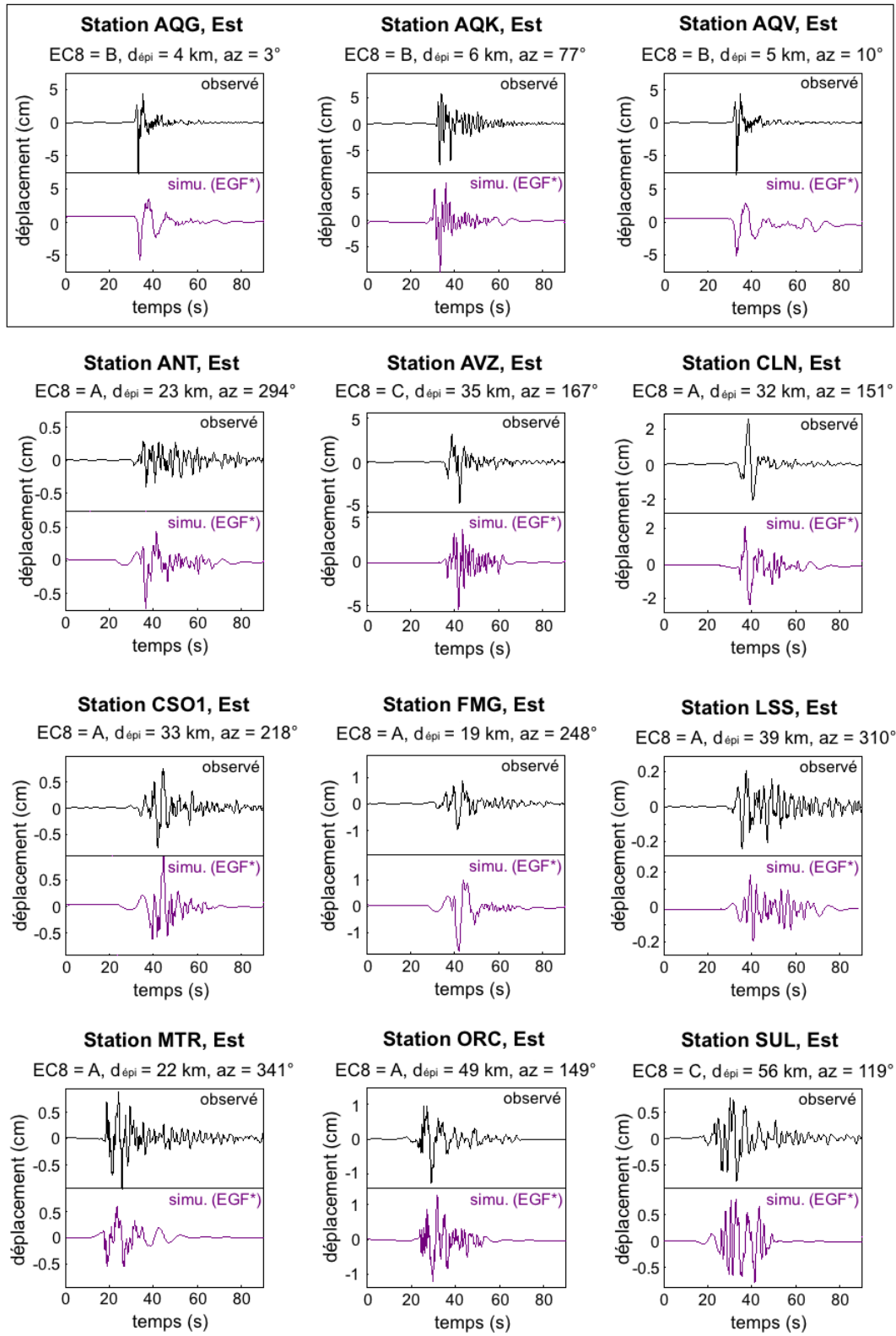


Figure 6.20. Même légende que la Figure 6.16 pour les déplacements, composante Est-Ouest.

Les mêmes observations peuvent être faites à partir des résultats sous la forme de sismogrammes (Figure 6.19) et de déplacements (Figure 6.20).

De plus, la Figure 6.15 permet de vérifier que nos simulations sont réalistes sur la bande de fréquence étudiée. En effet, nous pouvons voir que les spectres de Fourier en déplacement calculés à partir des enregistrements du séisme de L'Aquila sont assez bien reproduits par les simulations qui sont beaucoup plus riches en hautes fréquences par rapport aux résultats montrés précédemment. Le contenu basses fréquences est également très nettement amélioré. Nous pouvons notamment remarquer l'excellente reproduction de la forme des spectres de Fourier en déplacement pour les stations ORC et SUL, cette dernière station étant une station subissant un effet de site lithologique.

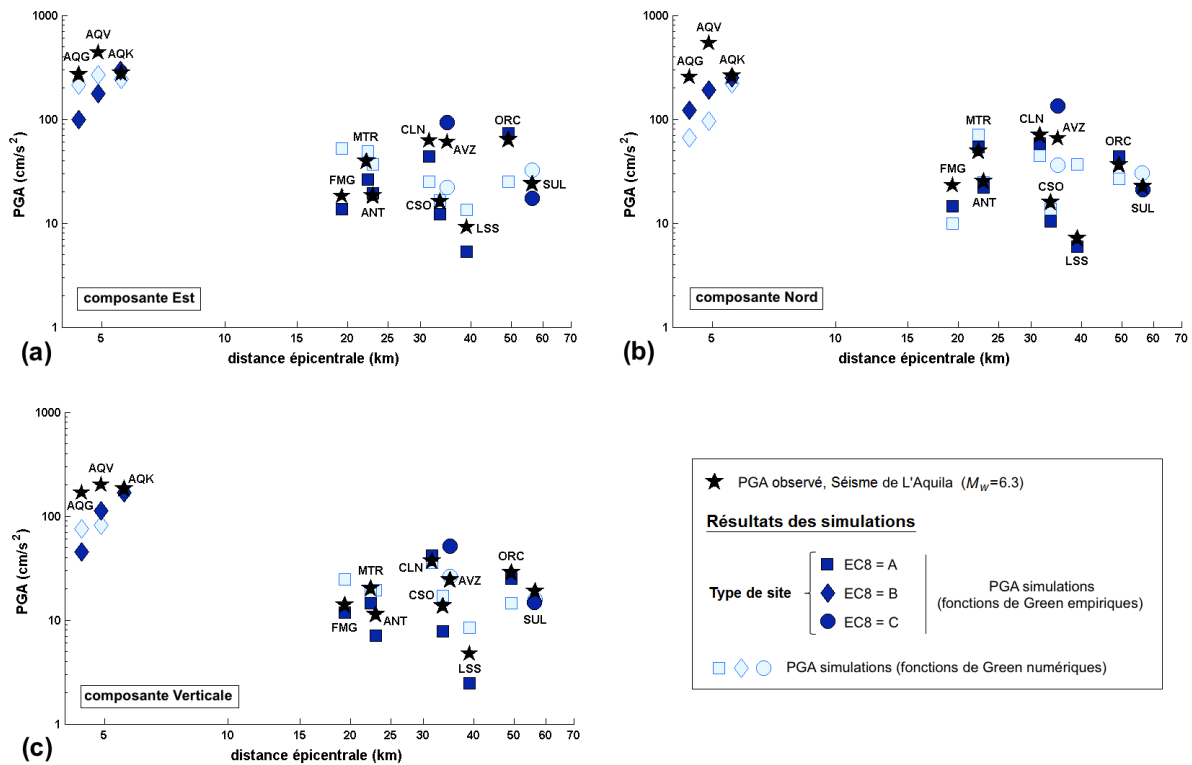


Figure 6.21. Valeurs de PGA observées pour le choc principal de L'Aquila $M_w = 6.3$ (étoiles noires) en fonction de la distance épacentrale, comparées aux valeurs de PGA obtenues à partir des simulations du séisme cible (en bleu foncé) pour chaque station et pour les composantes (a) Est-Ouest, (b) Nord-Sud et (c) Verticale. Les Simulations sont obtenues à partir du glissement choisi sur la Figure 6.4 et de fonctions de Green empiriques déconvoluées. Les résultats obtenus à partir de fonctions de Green numériques sont montrés pour la comparaison (en bleu clair).

Si nous comparons les valeurs de PGA , PGV et PGD observées lors du séisme de L'Aquila et celles obtenues à partir des simulations pour les trois composantes (Figures 6.21, 6.22 et 6.23), nous obtenons dans l'ensemble un très bon accord entre les valeurs réelles et les simulations. L'utilisation de fonctions de Green empiriques déconvoluées à la place des fonctions de Green numériques dans la méthode de simulation a très nettement amélioré les résultats en réduisant les écarts entre simulations et observés. L'effet de directivité du processus de rupture observé durant le séisme de L'Aquila est bien reproduit par les simulations. La distribution de glissement choisie dans la première partie de l'étude est donc satisfaisante. Cependant, nous pouvons observer que pour les stations AQG et AQV, la source choisie ne suffit pas pour expliquer les valeurs d'amplitudes enregistrées. Il s'agit probablement d'une combinaison d'un effet de la source que nous n'avons pas pu reproduire et d'effets d'amplification de site non contenu dans les enregistrements du petit séisme utilisé comme FGE.

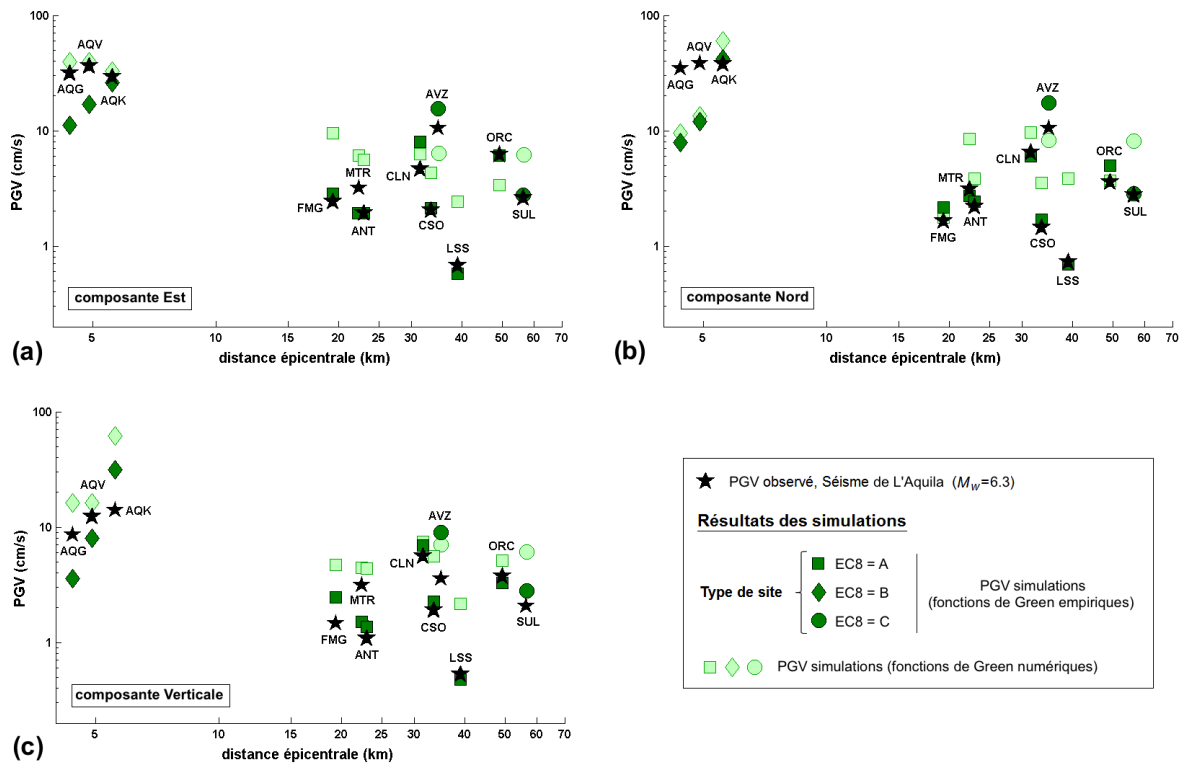


Figure 6.22. Même légende que la Figure 6.21 pour le PGV.

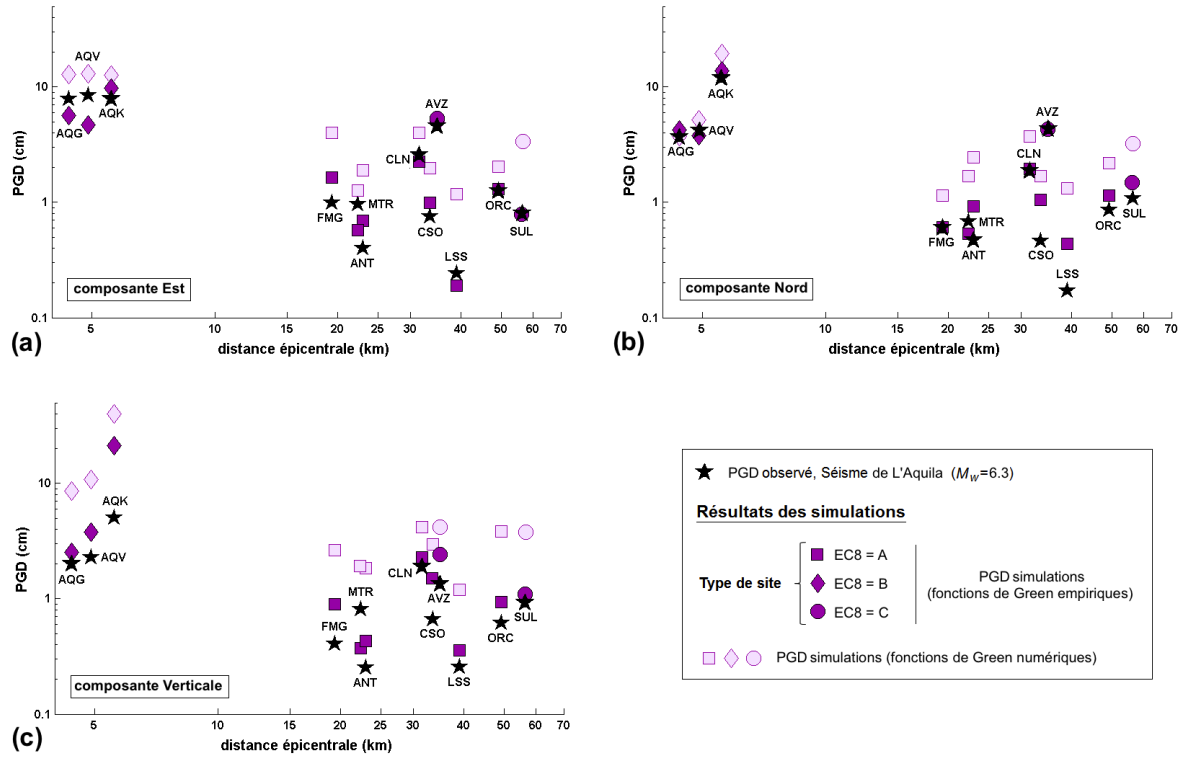


Figure 6.23. Même légende que la Figure 6.21 pour le PGD.

Les résultats des simulations peuvent également être analysés en terme de spectres de réponse élastiques en accélération (avec 5% d'amortissement critique). La figure 6.24 présente pour les stations ANT, ORC et SUL la comparaison entre les spectres de réponse calculés à partir des enregistrements du séisme de L'Aquila (en noir) et ceux obtenus à partir des simulations (en rose). Nous pouvons observer que les mouvements du sol réellement observés sont assez bien reproduits par les simulations réalisées à partir des fonctions de Green empiriques (en rose foncé) tandis que les simulations réalisées à partir des fonctions de Green numériques (en rose pâle) ne prennent pas en compte les formes spécifiques de spectres de réponse. C'est une illustration de l'avantage de l'approche des FGEs qui permet de prendre en compte l'information sur la propagation des ondes dans le milieu et les effets de site spécifiques à chaque station.

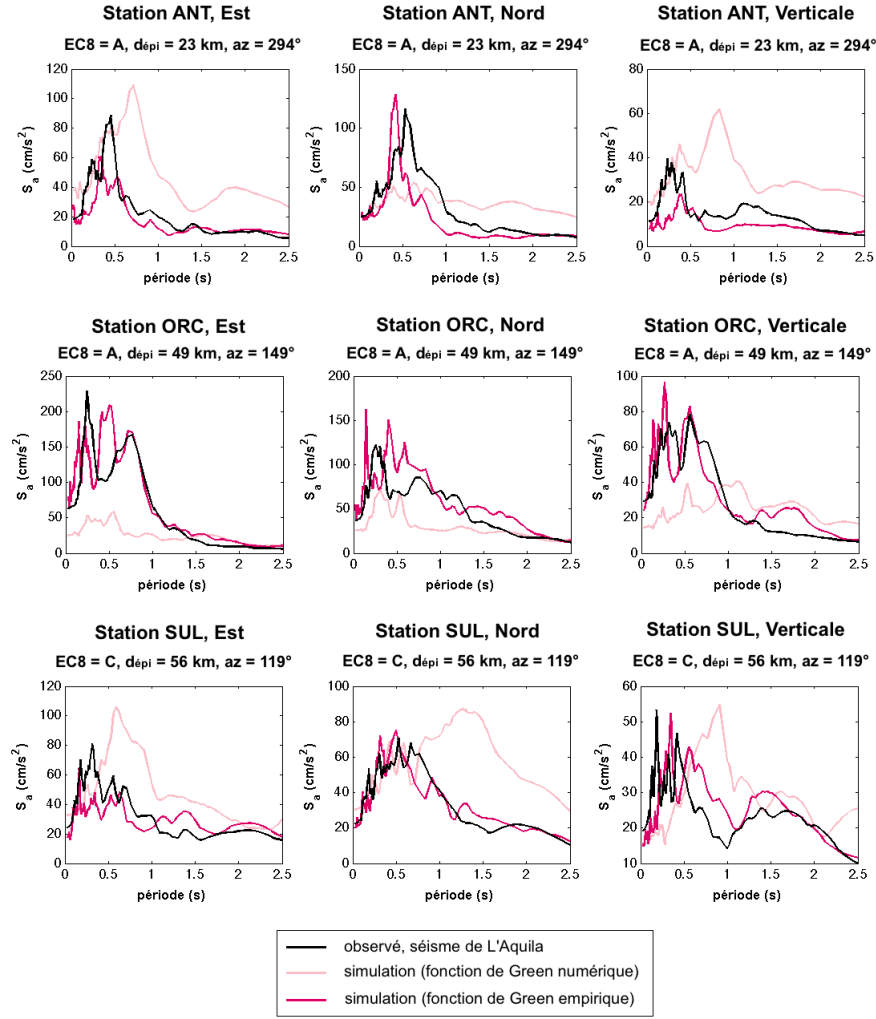


Figure 6.24. Spectres de réponse en accélération (5% d'amortissement critique) calculés à partir des enregistrements du séisme de L'Aquila (en noir) comparés aux spectres de réponse obtenus à partir des simulations pour les stations ANT, ORC et SUL. Les résultats des simulations sont obtenus à partir du glissement choisi sur la Figure 6.4 et de fonctions de Green numériques (rose pâle) et de fonctions de Green empiriques déconvoluées (en rose foncé).

6.5 Conclusion

Dans ce chapitre nous avons testé la méthode de simulation développée par Ruiz *et al.* (2011) sur le cas du séisme de L'Aquila ($M_w = 6.3$) du 6 avril 2009. La principale conclusion qui se dégage est que les simulations réalisées en utilisant les enregistrements d'une réplique comme FGE ont été validées en les comparant directement aux mouvements du sol réellement enregistrés lors du choc principal de L'Aquila. Le modèle de source composite à distribution fractale combiné avec la technique des FGEs a produit des résultats très satisfaisant sur l'en-

semble des paramètres des mouvements du sol analysés. Veuillez noter que la totalité des résultats des simulations peut être trouvé dans le supplément numérique disponible sur internet à l'adresse suivante : ftp://geoazur.unice.fr/pub/outgoing/honorel/work/These_Honore_supplement_electronique.pdf. Rappelons qu'il ne s'agissait pas de réaliser une inversion du séisme de L'Aquila, mais bien de tester le potentiel de la méthode de simulation en fixant les paramètres d'entrée donnant la meilleur opportunité de reproduire les enregistrements du séisme cible. De plus, la confrontation entre les simulations obtenues à partir de fonctions de Green numériques et celles obtenues à partir de fonctions de Green empiriques déconvoluées a montrée qu'une description réaliste de l'histoire spatio-temporelle de la rupture est nécessaire afin de modéliser les mouvements forts observés, mais est vraiment insuffisante si l'on n'introduit pas des fonctions de Green prenant en compte de manière réaliste la complexité de la propagation des ondes dans le milieu géologique.

Chapitre 7

Comparaison avec les résultats obtenus à partir de la méthode *Simulstoch*

7.1 Introduction

Nous venons de tester la méthode de simulation développée par [Ruiz et al. \(2011\)](#) sur le cas du séisme de L'Aquila. Cette méthode qui combine un modèle de source composite à distribution fractale avec la technique des fonctions de Green empiriques a permis de produire des résultats très satisfaisants sur l'ensemble des paramètres des mouvements du sol analysés. Dans le chapitre 3 de cette thèse, des simulations des mouvements du sol du séisme de L'Aquila avaient déjà été réalisées en utilisant la méthode de simulation *Simulstoch* développée par [Kohrs-Sansorny et al. \(2005\)](#) basée sur une approche stochastique dans laquelle la faille est représentée par un point source. Ces deux méthodes ont en commun le fait d'utiliser l'approche des fonctions de Green empiriques qui permet de s'affranchir de la connaissance du milieu de propagation, mais ce qui les différencie est la description de la source sismique :

- la méthode de simulation de [Kohrs-Sansorny et al. \(2005\)](#) (*Simulstoch*) utilise une définition de la source purement temporelle. Elle a l'avantage de nécessiter la connaissance de très peu de paramètres d'entrée, dont le seul paramètre véritablement inconnu est le rapport des chutes de contrainte C . Mais en contrepartie, elle ne permet pas de reproduire un processus de rupture spécifique à un séisme donné ;
- la méthode de simulation de [Ruiz et al. \(2011\)](#) (que nous appellerons "*FGE-fractale*") utilise une description spatio-temporelle de l'histoire de la rupture et elle a l'avantage

d'incorporer la complexité du rayonnement d'une faille étendue (glissement hétérogène, modélisation d'une vitesse de glissement réaliste, contrôle de l'effet de la directivité de la rupture à hautes fréquences...). Mais en contrepartie, elle nécessite la spécification de nombreux paramètres d'entrée mal connus dans le cadre de la simulation d'un futur séisme (géométrie de la faille, azimuth, pendage, position de l'hypocentre, temps de montée, vitesse de rupture...).

Pour l'application de ces deux méthodes nous avons développé des stratégies de mise en place différentes :

- dans le chapitre 3, pour l'application de la méthode *Simulstoch*, l'idée n'était pas de chercher à simuler la source d'un séisme en particulier, mais plutôt de se placer dans le cadre d'une simulation en aveugle, en prenant en compte une incertitude sur le paramètre de rapport des chutes de contrainte C (en lui permettant une certaine variabilité dans une gamme donnée). Cela nous a permis de générer un ensemble d'accélérogrammes synthétiques différents du séisme cible, suffisamment variés pour être représentatifs d'un grand nombre de scénarios de processus de rupture ;
- tandis que dans le chapitre 6, pour l'application de la méthode *FGE-fractale*, nous avons voulu tester le potentiel de la méthode de simulation en fixant les paramètres d'entrée donnant la meilleure opportunité de reproduire les enregistrements du séisme cible.

Il peut donc être intéressant de comparer les résultats obtenus à partir de ces deux méthodes de simulation. N'oublions pas que notre but fondamental est d'apporter des éléments pouvant aider au développement d'une méthodologie de simulation en aveugle, qui dans l'idéal nous permettrait d'obtenir des estimations des mouvements du sol (sur une large bande de fréquences) pouvant être générés en un site spécifique par un futur séisme, à partir d'un processus de rupture réaliste et en prenant en compte la complexité de la propagation des ondes dans le milieu géologique. A ce stade, même si la méthode *FGE-fractale* permet de se rapprocher des connaissances actuelles sur la complexité de la cinématique d'une source sismique, la question que nous nous posons est : quel degré de raffinement d'une méthode de simulation est-il nécessaire de mettre en oeuvre pour obtenir une prédiction utile ?

7.2 Comparaison entre termes de *PGA*, *PGV* et *PGD*

La Figure 7.1 présente une comparaison entre les valeurs de *PGA* observées lors du séisme de L'Aquila (étoiles noires) et celles obtenues à partir des deux méthodes de simulation. Pour les stations situées à plus de 15 kilomètres de distance épicentrale, nous pouvons voir que dans l'ensemble les deux méthodes fournissent des estimations assez bonnes des valeurs de *PGA* observées. En regardant un peu plus en détail, nous pouvons remarquer que les valeurs de *PGA* observées lors du séisme de L'Aquila ainsi que les valeurs de *PGA* extraites des simulations *FGE-fractale* sont toujours contenues entre les 16^{ème} et 84^{ème} percentiles calculés à partir de la distribution des 5500 valeurs de *PGA* extraites des simulations *Simulstoch*. Seules les valeurs de *PGA* observées pour les stations directives CLN, ORC et SUL sont à la limite du 84^{ème} percentile des simulations *Simulstoch* pour les trois composantes, tandis que ces valeurs sont très bien reproduites par les simulations *FGE-fractale*. Nous pouvons également observer que pour les stations ANT (composantes Est-Ouest et Nord-Sud), MTR (composante Nord-Sud) et LSS (composante Nord-Sud), les valeurs de *PGA* du séisme de L'Aquila coïncident parfaitement à la fois avec les valeurs de *PGA* extraites des simulations *FGE-fractale* et les valeurs médianes de *PGA* obtenues à partir des simulations *Simulstoch*. De plus, même si théoriquement la méthode *Simulstoch* n'est pas appropriée pour les sites en champ proche, il est intéressant de noter les très bonnes estimations des valeurs de *PGA* pour les stations AQQ, Aqv et Aqk. Tandis que les valeurs de *PGA* observées pour les stations AQQ et Aqv sont sous-estimées pour les trois composantes par les simulations *FGE-fractale*.

Les résultats obtenus pour l'étude du *PGV* (Figure 7.2) montrent que pour les stations FMG, ANT, LSS et CSO il y a un très bon accord à la fois entre les valeurs de *PGV* obtenues à partir des deux méthodes de simulations et les valeurs de *PGV* observées lors du séisme de L'Aquila. Pour les stations directives CLN, AVZ, ORC et SUL, la méthode *Simulstoch* sous-estime les valeurs de *PGV* observées tandis que la méthode *FGE-fractale* fournit des valeurs de *PGV* en très bonne adéquation avec l'observé pour ORC et SUL et légèrement sur-estimées pour CLN et AVZ. Pour les stations en champ proche, nous pouvons observer que pour les stations AQQ et Aqv les deux méthodes sous-estiment les valeurs de *PGV* observées lors du séisme de L'Aquila. Notons pour ces deux stations la très bonne adéquation entre les valeurs de *PGV* extraites des simulations *FGE-fractale* et les valeurs médianes de *PGV* obtenues à partir des simulations *Simulstoch*.

7.2. Comparaison entre termes de PGA , PGV et PGD

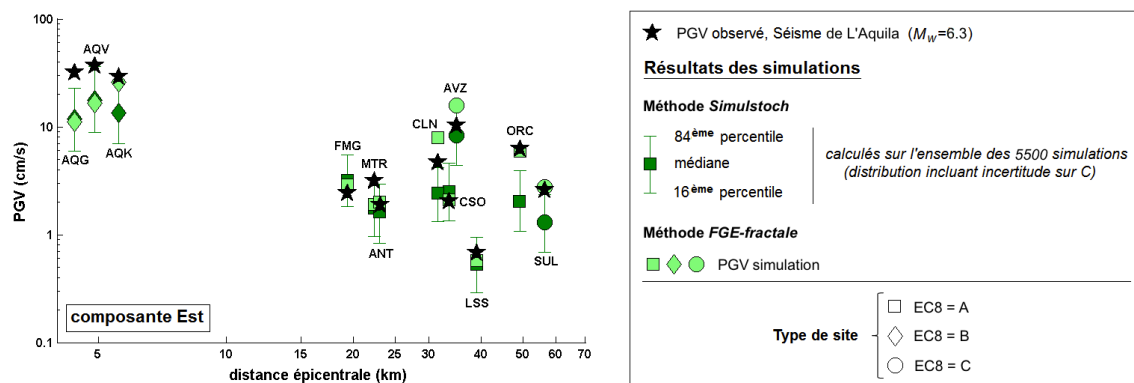


Figure 7.2. Même légende que la Figure 7.1 pour le PGV , composante Est-Ouest.

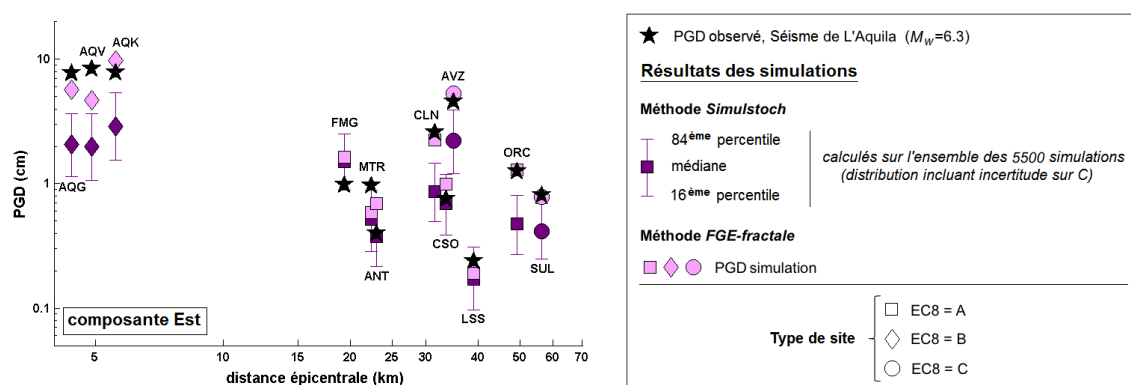


Figure 7.3. Même légende que la Figure 7.1 pour le PGD , composante Est-Ouest.

7.3 Comparaison entre termes d' I_a , SMD et CAV

Les résultats obtenus en termes d'Intensité d'Arias I_a , de durée de mouvement fort SMD et de CAV sont également intéressant à analyser. La Figure 7.4 présente la comparaison entre les valeurs d'Intensité d'Arias extraites des enregistrements du séisme de L'Aquila (étoiles noires) et celles obtenues à partir des deux méthodes de simulation. Pour les stations en champ proche, les résultats obtenus à partir de la méthode *Simulstoch* sont difficilement interprétables car la distribution des valeurs de I_a ne semble pas suivre une distribution log-normale et l'étendue des valeurs est vraiment trop grande. Par contre nous pouvons observer que les valeurs de I_a obtenues à partir des simulations *FGE-fractale* donnent une bonne estimation de la valeur de I_a observée pour la station AQK mais sous-estiment celles observées pour les stations AQG et AQV. Pour les stations situées à plus de 15 kilomètres de distance épacentrale, nous pouvons voir que les simulations nous fournissent des valeurs d'Intensité d'Arias du même ordre de grandeur que celles observées lors du séisme de L'Aquila, les valeurs observées étant toujours contenues entre les 16^{ème} et 84^{ème} percentiles des simulations *Simulstoch*. Les mêmes observations peuvent être faites pour l'analyse des résultats en terme de CAV (Figure 7.5). L'analyse des résultats obtenus en termes de durée de mouvements forts SMD est un petit peu plus délicate (Figure 7.6). Comme déjà noté dans le chapitre 2, les valeurs de SMD extraites des simulations *Simulstoch* ne semblent pas interprétables en terme de distribution log-normale et pour certaines stations (*e.g.* CSO, AVZ et ORC) l'étendue des valeurs est vraiment très faible. Dans l'ensemble, nous pouvons observer qu'il y a un bon accord entre les valeurs de SMD obtenues à partir des deux méthodes de simulation, notamment pour les stations FMG, ANT, CSO, AVZ, LSS, ORC et SUL. Cependant, les valeurs observées de SMD extraites des enregistrements du séisme de L'Aquila semblent avoir été difficilement reproduites par les simulations, avec globalement une sous-estimation des valeurs observées (sauf pour les stations CLN, ORC et SUL).

7.4 Comparaison entre terme de S_a

Enfin, nous pouvons comparer les résultats obtenus sous la forme de spectres de réponse en accélération (Figure 7.7). Dans l'ensemble, les spectres de réponse calculés à partir des résultats des deux méthodes de simulation (en rose) donnent des estimations assez bonnes des niveaux d'accélérations spectrales obtenus à partir des enregistrements du séisme de L'Aquila (en noir). Cependant, nous pouvons remarquer la difficulté pour les deux méthodes à reproduire la forme des spectres de réponse observés.

7.4. Comparaison entre terme de S_a

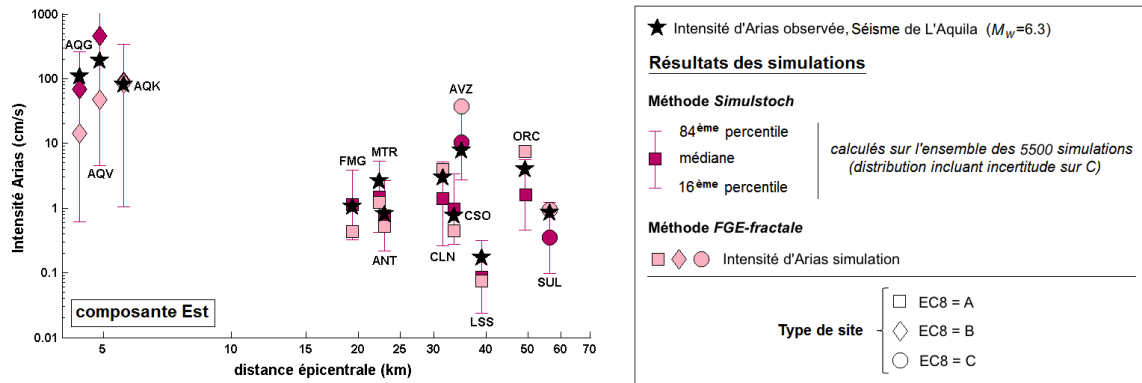


Figure 7.4. Même légende que la Figure 7.1 pour l'Intensité d'Arias I_a , composante Est-Ouest.

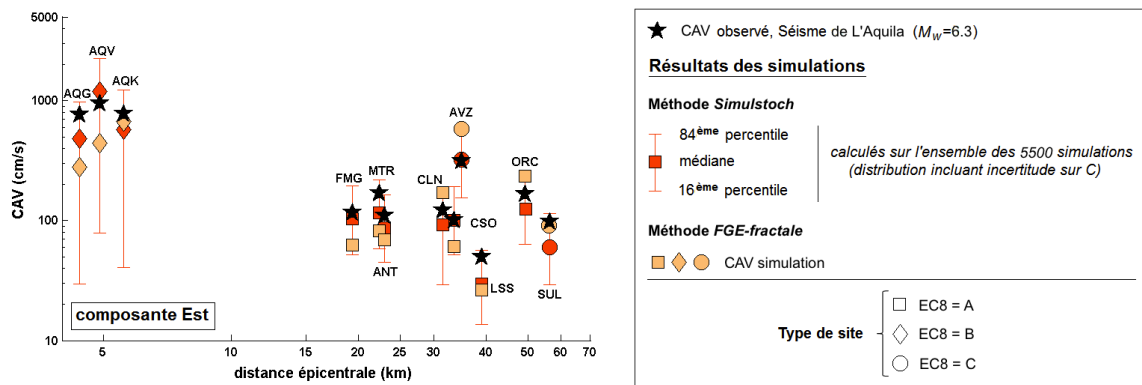


Figure 7.5. Même légende que la Figure 7.1 pour la CAV, composante Est-Ouest.

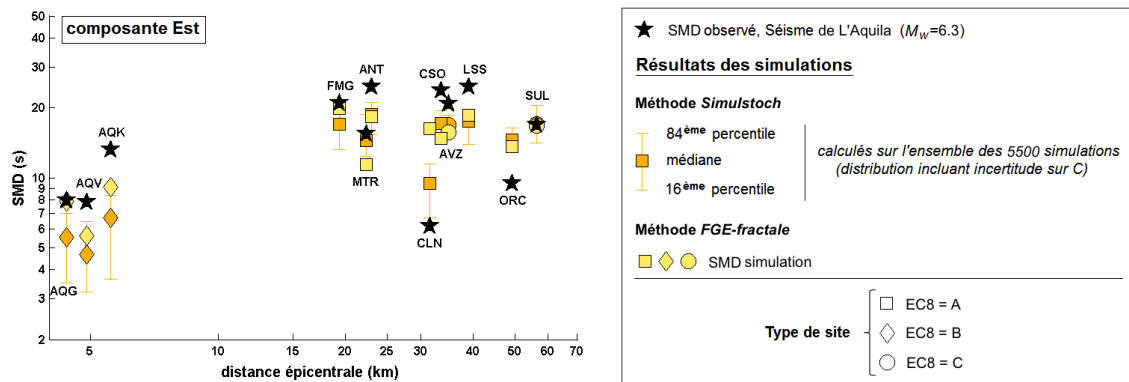


Figure 7.6. Même légende que la Figure 7.1 pour la durée de mouvement fort SMD, composante Est-Ouest.

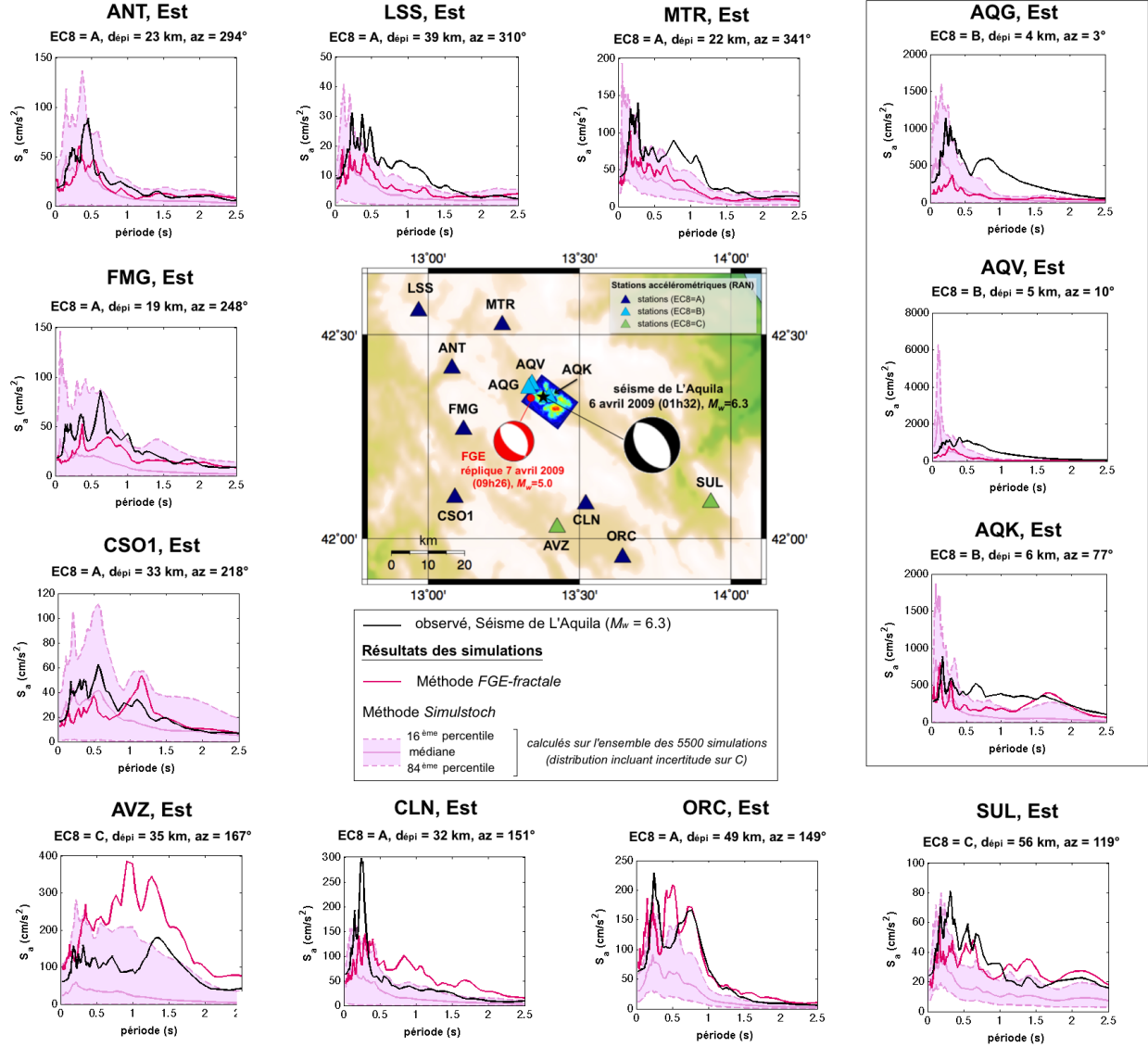


Figure 7.7. Spectres de réponse en accélération (5% d'amortissement critique) calculés à partir des enregistrements du séisme de L'Aquila (en noir) comparés aux spectres de réponse obtenus à partir des deux méthodes de simulation du séisme cible pour chaque station (composante Est-Ouest). Les résultats obtenus à partir de la méthode *Simulstoch* (Kohrs-Sansorny et al. 2005) sont représentés en rose pâle. La médiane et les 16^{ème} et 84^{ème} percentiles ont été calculées à partir de l'ensemble des 5500 simulations incluant une incertitude sur le paramètre C . Les résultats obtenus à partir de la méthode *FGE-fractale* (Ruiz et al. 2011) sont représentés en rose foncé. Ces simulations ont été générées à partir du glissement choisi sur la Figure 6.4 et de fonctions de Green empiriques déconvoluées.

7.5 Conclusion

En résumé, nous pouvons dire que les deux méthodes de simulation utilisées ont produit des résultats assez satisfaisants sur l'ensemble des paramètres des mouvements du sol étudiés. Seuls les mouvements du sol observés en champ proche n'ont pas pu être reproduits par les simulations.

La méthode *Simulstoch* et l'approche de simulation en aveugle que nous avons développée, dans laquelle nous prenons en compte une incertitude sur le paramètre de rapport des chutes de contrainte C en lui permettant une certaine variabilité dans une gamme donnée, nous a permis de générer un ensemble d'accélérogrammes synthétiques du séisme cible suffisamment variés pour être représentatifs d'un grand nombre de scénarios de sources possibles et donc d'inclure indirectement l'effet de directivité du séisme de l'Aquila. Ces résultats sont très encourageants et la mise en oeuvre de cette méthodologie peut constituer un vrai apport pour les études d'aléa sismique.

La méthode *FGE-fractale* est quant à elle très prometteuse. Dans le cadre d'une validation sur des données réelles, le fait que chaque paramètre d'entrée puisse être pris en compte individuellement a permis de faire des réglages très fins qui nous a beaucoup apporté sur la compréhension du processus de rupture étudié. Rappelons qu'il ne s'agissait pas de réaliser une inversion du séisme de L'Aquila, mais bien de tester le potentiel de la méthode de simulation en fixant les paramètres d'entrée donnant la meilleure opportunité de reproduire les enregistrements du séisme cible. Cependant, bien que la simulation d'un séisme réalisé a posteriori souligne toute la potentialité de cette méthode, le fait d'expliquer les observables pour un événement particulier ne fournit aucunes informations sur l'estimation des paramètres de la source d'un futur séisme qui pourrait être utile pour une étude d'aléa sismique. Afin de se placer dans un vrai contexte de simulation en aveugle, pour lequel le choc principal n'a pas encore eut lieu, il ne faut donc pas calculer une solution unique mais plutôt fournir un ensemble de simulations représentatives de la variabilité naturelle du mouvement sismique. Une des perspectives de cette étude est donc de développer une approche de simulation en aveugle pour cette méthode en prenant en compte des incertitudes sur plusieurs paramètres d'entrée. Puis pour chaque combinaison de paramètres, il faudra considérer un grand nombre de réalisations aléatoires du glissement sur le plan de faille. La difficulté provient essentiellement de la nécessité de définir la distribution des valeurs de nombreux paramètres d'entrée mal connus dans le cadre de la simulation d'un futur séisme. De ces choix dépendront le niveau moyen et la variabilité du mouvement sismique.

Conclusion générale

Les travaux de cette thèse ont permis de :

- tester une méthode de simulation stochastique en point-source basée sur l'approche des fonctions de Green empiriques sur le cas de deux séismes récents : le séisme des Saintes $M_w = 6.4$ en Guadeloupe et le séisme de L'Aquila $M_w = 6.3$ en Italie.
- proposer une méthodologie de simulation en aveugle en prenant en compte une incertitude sur le paramètre de rapport des chutes de contraintes C et en posant des contraintes sur le choix de la distribution des valeurs de ce paramètre.
- appliquer cette méthodologie à la simulation en aveugle d'un séisme historique.
- tester une méthode de simulation qui combine un modèle cinématique k^{-2} de source composite à distribution fractale avec la technique de sommation de fonctions de Green empiriques sur le cas du séisme de L'Aquila.
- comparer les performances de ces deux méthodes de simulation semi-empiriques.

Nous avons montré que :

- la méthodologie que nous proposons pour l'utilisation de la méthode *Simulstoch* permet d'obtenir des simulations suffisamment variées pour être représentatives d'un grand nombre de scénarios de sources possibles permettant d'inclure les signaux réellement enregistrés avec une bonne prise en compte des effets de site.
- la variabilité des mouvements du sol produite par notre approche de simulation en aveugle

est cohérente avec la variabilité des prédictions des mouvements du sol purement empiriques.

- les résultats obtenus sont très encourageants et la mise en oeuvre de cette méthodologie peut constituer un vrai apport pour les études d'aléa sismique dans des régions de sismicité faible à modérée pour lesquelles nous disposons d'enregistrements de petits séismes, mais pour lesquelles nous redoutons l'occurrence d'un séisme majeur.
- la méthode *Simulstoch* n'est pas adaptée pour représenter la partie basse fréquence du mouvement sismique à cause du contenu fréquentiel du petit séisme utilisé comme fonction de Green empirique, dominé par le bruit à basses fréquences.
- la méthode *FGE-fractale* est très prometteuse et dans le cadre de la validation sur les données réelles a produit des résultats très satisfaisants sur l'ensemble des paramètres des mouvements du sol analysés. De plus, la confrontation entre les simulations obtenues à partir de fonctions de Green numériques et celles obtenues à partir de fonctions de Green empiriques déconvoluées a montré qu'une description réaliste de l'histoire spatio-temporelle de la rupture est nécessaire afin de modéliser les mouvements forts observés, mais est vraiment insuffisante si l'on n'introduit pas des fonctions de Green prenant en compte de manière réaliste la complexité de la propagation des ondes dans le milieu géologique.

Perspectives

- Apporter des améliorations à la méthode *Simulstoch* afin de modéliser le contenu basses fréquences des synthétiques. Cela peut être fait en estimant des fonctions de Green hybrides qui résultent de la recombinaison en fréquence d'une fonction de Green numérique (contribution essentiellement à basses fréquences) et d'une fonction de Green empiriques (contribution essentiellement à hautes fréquences).
- Tenter de mieux contraindre physiquement et/ou empiriquement la variabilité de la chute de contrainte ainsi que la variabilité des effets de directivité.
- Développer une approche de simulation en aveugle pour la méthode *FGE-fractale*, en testant tout d'abord la sensibilité des résultats aux choix des paramètres d'entrée afin de pouvoir mieux définir le comportement statistique des modélisations en prenant en compte des incertitudes sur les paramètres d'entrée et en considérant un grand nombre de réalisations aléatoires du glissement sur le plan de faille.

Bibliographie

- [Aki, 1967] Aki, K. (1967), Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.* **72**, 1217–1231.
- [Akinci *et al.*, 2010] Akinci, A., L. Malagnini, and F. Sabetta (2010), Characteristics of the strong ground motions from the 6 April 2009 L’Aquila earthquake, Italy, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* **30**, 320–335, doi :10.1016/j.soildyn.2009.12.006.
- [Allmann and Shearer, 2009] Allmann, B. P., and P. M. Shearer (2009), Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes, *J. Geophys. Res.* **114**, no. B01310, 1–22, doi : 10.1029/1008JB005821.
- [Ambraseys *et al.*, 2005] Ambraseys, N. N., J. Douglas, S. K. Sarma, and P. M. Smit (2005), Equations for the estimation of strong ground motions from shallow crustal earthquakes using data from Europe and the Middle East : horizontal peak ground acceleration and spectral acceleration, *Bull. Earthquake Eng.* **3**, 1–53, doi :10.1007/s10518-005-0183-0.
- [Ameri *et al.*, 2011] Ameri, G., D. Bindi, F. Pacor, and F. Galadini (2011), The 2009 April 6, Mw 6.3, L’Aquila (central Italy) earthquake : finite-fault effects on intensity data, *Geophys. J. Int.* **186**, 837–851, doi :10.1111/j.1365-246X.2011.05069.x.
- [Ameri *et al.*, 2009] Ameri, G., M. Massa, D. Bindi, E. D’Alema, A. Gorini, L. Luzi, S. Marzorati, F. Pacor, R. Paolucci, R. Puglia, and C. Smerzini (2009), The 6 April 2009 Mw 6.3 L’Aquila (Central Italy) Earthquake : Strong-motion Observations, *Seismological Research Letters* **80**, no. 6, 951–966, doi :10.1785/gssrl.80.6.951.
- [Amoruso *et al.*, 1998] Amoruso, A., L. Crescentini, and R. Scarpa (1998), Inversion of source parameters from near and far field observations : an application to the 1915 Fucino earthquakes, central Apennines, *J. Geophys. Res.* **103**, no. 29, 989–999, doi :10.1029/98JB02849.
- [Anderson, 1997] Anderson, J. G. (1997), Seismic energy and stress-drop parameters for a composite source model, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **87**, no. 1, 85–96.
- [Anderson and Brune, 1999] Anderson, J. G., and J. N. Brune (1999), Probabilistic seismic hazard analysis without the ergodic assumption, *Seismol. Res. Lett.* **70**, no. 1, 19–28, doi : 10.1785/gssrl.70.1.19.
- [Anderson and Hough, 1984] Anderson, J. G., and S. E. Hough (1984), A model for the shape of the fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **74**, no. 5, 1969–1993.

- [Andrews, 1980] Andrews, D. (1980), A stochastic fault model I, static case, *J. Geophys. Res.* **85**, 3867–3877.
- [Andrews, 1981] Andrews, D. (1981), A stochastic fault model II, time-dependent case, *J. Geophys. Res.* **86**, 10821–10834.
- [Anzidei *et al.*, 2009] Anzidei, M., E. Boschi, V. Cannelli, R. Devoti, A. Esposito, A. Galvani, D. Melini, G. Pietrantonio, F. Riguzzi, V. Sepe, and E. Serpelloni (2009), Coseismic deformation of the destructive April 6, 2009 L’Aquila earthquake (central Italy) from GPS data, *Geophysical Research Letters* **36**, no. L17307, doi :10.1029/2009GL039145.
- [Aptikaev and Shebalin, 1988] Aptikaev, F., and N. Shebalin (1988), The correlation between macroseismic effects and dynamic parameters of ground motion, *In : Investigations of seismic hazard (Problems of engineering seismology, 29, Nauka Publishing House, Moscow (en russe) , 98–108.*
- [Arias, 1970] Arias, A. (1970), A measure of earthquake intensity, *In : Hansen, R.J. (ed.), Seismic Design for Nuclear Power Plants, MIT Press, Cambridge, Massachusetts : MIT Press. 23. , 438–483pp.*
- [Atkinson and Kaka, 2007] Atkinson, G. M., and S. I. Kaka (2007), Relationships between felt intensity and instrumental ground motion in the Central United States and California, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **97**, no. 2, 497–510, doi :10.1785/0120060154.
- [Atzori *et al.*, 2009] Atzori, S., I. Hunstad, M. Chini, S. Salvi, C. Tolomei, C. Bignami, S. Stramondo, E. Trasatti, A. Antonioli, and E. Boschi (2009), Finite fault inversion of DInSAR coseismic displacement of the 2009 L’Aquila earthquake (central Italy), *Geophys. Res. Lett.* **36**, no. L15305, doi :10.1029/2009GL039293.
- [Auclair and Rey, 2009] Auclair, S., and J. Rey (2009), Corrélation indicateur de mouvement du sol / intensité. Vers l’acquisition conjointe de données instrumentales et macrosismiques., *Rapport final, BRGM/RP-57785-FR*, 84 pp .
- [Bagh *et al.*, 2007] Bagh, S., L. Chiaraluce, P. De Gori, M. Moretti, A. Govoni, C. Chiarabba, P. Di Bartolomeo, and M. Romanelli (2007), Background seismicity in the Central Apennines of Italy : the Abruzzo region case study, *Tectonophysics* **444**, 80–92, doi :10.1016/j.tecto.2007.08.009.
- [Bagnaia *et al.*, 1992] Bagnaia, R., A. D’Epifanio, and S. Sylos Labini (1992), Aquila and subequan basins : an example of Quaternary evolution in central Apennines, Italy, *Quat. Nova* **2**, 187–209.
- [Balestra *et al.*, 2013] Balestra, J., M. Chlieh, and B. Delouis (2013), The source of the L’Aquila (Italy) April 6, 2009 earthquake (Mw6.3) revisited using a comprehensive set of observations : joint inversion of strong motion, broadband téléseismic, GPS and InSAR data, *submitted* .
- [Baltay *et al.*, 2011] Baltay, A., S. Ide, G. Prieto, and G. Beroza (2011), Variability in earthquake stress drop and apparent stress, *Geophys. Res. Lett.* **38**, no. L06303, 1–6, doi :10.1029/2011GL046698.
- [Barchi *et al.*, 2000] Barchi, M., F. Galadini, G. Lavecchia, P. Messina, A. Michetti, L. Peruzza, A. Pizzi, E. Tondi, and E. Vittori (2000), Sintesi delle conoscenze sulle faglie attive in Italia Centrale : Pa-

- rametrizzazione ai fini della caratterizzazione della pericolosità sismica, *Rome : Consiglio Nazionale delle Ricerche/Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti*, 62 pp. .
- [Barosh, 1969] Barosh, P. (1969), Use of seismic intensity data to predict the effects of earthquakes and underground nuclear explosions in various geological settings, *US Geol. Survey Bull.* **1279**.
- [Bazin *et al.*, 2010] Bazin, S., N. Feuillet, C. Duclos, W. Crawford, A. Nercessian, M. Bengoubou-Valérius, F. Beauducel, and S. C. Singh (2010), The 2004-2005 Les Saintes (French West Indies) seismic aftershock sequence observed with ocean bottom seismometers, *Tectonophysics* **489**, 91–103, doi :10.1016/j.tecto.2010.04.005.
- [BCSF, 2005] BCSF (2005), Séisme des Saintes (Guadeloupe) du 21 novembre 2004, note préliminaire, *Bureau Central Sismologique Français*, **BCSF2005-NP3**, 62 pp., <http://www.franceseisme.fr/>.
- [Beauducel *et al.*, 2005] Beauducel, F., C. Anténor-Habazac, S. Bazin, J.-B. de Chaballier, A. Nercessian, N. Feuillet, E. Jacques, D. Bertil, G. Boudon, L. A. P. Tapponnier, A. Hirn, J.-C. Lépine, P. Bernard, J.-C. Komorowski, and G. King (2005), The M_w 6.3 earthquake of Les Sainte (guadeloupe) on november 21, 2004, *IAVCEI European Seismological Commission Annual Workshop, Saint-Claude, Guadeloupe, septembre 2005* .
- [Beauval *et al.*, 2009] Beauval, C., L. Honoré, and F. Courboux (2009), Ground-motion variability and implementation of a Probabilistic-Deterministic hazard method, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **99**, no. 5, 2992–3002, doi :10.1785/0120080183.
- [Ben-Menahem, 1961] Ben-Menahem, A. (1961), Radiation of seismic surface-waves from finite moving sources, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **51**, no. 3, 401–435.
- [Bengoubou-Valérius *et al.*, 2008] Bengoubou-Valérius, M., S. Bazin, D. Bertil, F. Beauducel, and A. Bosson (2008), CDSA : a new seismological data center for french Lesser Antilles, *Seism. Res. Lett.* **79**, no. 1, 90–102.
- [Beresnev and Atkinson, 1997] Beresnev, I., and G. Atkinson (1997), Modeling finite-fault radiation from ω^{-2} spectrum, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **87**, 67–84.
- [Berge-Thierry, 1997] Berge-Thierry, C. (1997), Modélisation haute-fréquence des sources sismiques. Applications au risque sismique, Ph.D. thesis, Université Denis Diderot, Paris 7.
- [Bernard, 1987] Bernard, P. (1987), Du caractère complexe et agressif des sources sismiques, Ph.D. thesis, Université de Paris VII.
- [Bernard *et al.*, 1996] Bernard, P., A. Herrero, and C. Berge (1996), Modeling directivity of heterogeneous earthquake ruptures, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **86**, no. 4, 1149–1160.
- [Bernard and Lambert, 1988] Bernard, P., and J. Lambert (1988), Subduction and seismic hazard in the northern lesser Antilles : revision of the historical seismicity, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **78**, no. 6, 1965–1983.

- [Bertil *et al.*, 2005a] Bertil, D., S. Bazin, D. Mallarino, and F. Beauducel (2005a), Localisation des principales répliques du séisme des Saintes du 21 novembre 2004, *Centre de Données Sismologiques des Antilles*, 15 avril 2005, 11 pp. .
- [Bertil *et al.*, 2005b] Bertil, D., S. Bes de Berc, and J. Douglas (2005b), Synthèse de la crise sismique des Saintes (Guadeloupe) entre le 21 novembre 2004 et le 30 mars 2005, *Rapport final BRGM/RP-54401-FR*, décembre 2005, 241 pp. .
- [Bindi *et al.*, 2010] Bindi, D., L. Luzi, M. Massa, and F. Pacor (2010), Horizontal and vertical ground motion prediction equations derived from the Italian Accelerometric Archive (ITACA), *Bull. Earthquake Eng.* **8**, 1209–1230, doi :10.1007/s10518-009-9130-9.
- [Bindi *et al.*, 2009] Bindi, D., F. Pacor, L. Luzi, M. Massa, and G. Ameri (2009), The Mw 6.3, 2009 L'Aquila earthquake : source, path and site effects from spectral analysis of strong motion data, *Geophys. J. Int.* **179**, 1573–1579, doi :10.1111/j.1365-246X.2009.04392.x.
- [Blaser *et al.*, 2010] Blaser, L., F. Krüger, M. Ohrnberger, and F. Scherbaum (2010), Scaling relations of earthquake source parameter estimates with special focus on subduction environment, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **100**, no. 6, 2914–2926, doi :10.1785/0120100111.
- [Boatwright, 1982] Boatwright, J. (1982), A dynamical model for far-field acceleration, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **72**, 1049–1068.
- [Boatwright, 1988] Boatwright, J. (1988), The seismic radiation from composite models of faulting, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **78**, 489–508.
- [Boatwright *et al.*, 2001] Boatwright, J., K. Thywissen, and L. C. Seekins (2001), Correlation of ground motion and Intensity for the 17 January 1994 Northridge, California, earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **91**, no. 4, 739–752.
- [Bommer *et al.*, 1997] Bommer, J., A. Udias, J. Cepeda, J. Hasbun, W. Salazar, A. Suarez, N. Ambra-seys, E. Bufo, J. Cortina, R. Madariaga, P. Mendez, J. Mezcua, and D. Papastamatiou (1997), A new digital accelerograph network for El Salvador, *Seismol. Res. Lett.* **68**, no. 3, 426–437.
- [Bommer *et al.*, 2007] Bommer, J. J., P. J. Stafford, J. E. Alarcon, and S. Akkar (2007), The influence of magnitude range on empirical ground-motion prediction, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **97**, no. 6, 2152–2170, doi :10.1785/0120070081.
- [Boncio *et al.*, 2004] Boncio, P., G. Lavecchia, and B. Pace (2004), Defining a model of 3D seismogenic sources for seismic hazard assessment applications : the case of central Apennines (Italy), *Journal of Seismology* **8**, no. 3, 407–425, doi :10.1023/B :JOSE.0000038449.78801.05.
- [Boncio *et al.*, 2010] Boncio, P., A. Pizzi, F. Brozzetti, G. Pomposo, G. Lavecchia, D. DiNaccio, and F. Ferrarini (2010), Coseismic ground deformation of the 6 april 2009 L'Aquila earthquake (central Italy, Mw6.3), *Geophysical Research Letters* **37**, no. L06308, doi :10.1029/2010GL042807.
- [Bosi and Bertini, 1970] Bosi, C., and T. Bertini (1970), Geologia della media valle dell'Aterno, *Mem. Soc. Geol. ital.* **9**, 719–777.

- [Bosi *et al.*, 2003] Bosi, C., F. Galadini, B. Giaccio, P. Messina, and A. Sposato (2003), Plio-Quaternary continental deposits in the Latium-Abruzzi Apennines : the correlation of geological events across different intermontane basins, *Il Quaternario* **16**, 55–76.
- [Bouchon and Aki, 1977] Bouchon, M., and K. Aki (1977), Discrete wavenumber representation of seismic-sources wave fields, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **67**, 259–277.
- [BRGM *et al.*, 2004] BRGM, IRSN, and EDF (2004), Histoire et caractéristiques des séismes ressentis en France métropolitaine et sur ses abords, *catalogue SisFrance*, <http://www.sisfrance.net/>.
- [Brune, 1970] Brune, J. (1970), Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.* **75**, no. 26, 4997–5009.
- [Calderoni *et al.*, 2013] Calderoni, G., A. Rovelli, and S. Singh (2013), Stress drop and source scaling of the 2009 April L’Aquila earthquakes, *Geophys. J. Int.* **192**, 260–274, doi :10.1093/gji/ggs011.
- [Campbell, 1985] Campbell, K. (1985), Strong motion attenuation relations : a ten-year perspective, *Earthquake Spectra* **1**, no. 4, 759–804.
- [Campbell and Bozorgnia, 2010] Campbell, K. W., and Y. Bozorgnia (2010), A ground motion prediction equation for the horizontal component of Cumulative Absolute Velocity (CAV) based on the PEER-NGA strong motion database, *Earthquake Spectra* **26**, no. 3, 635–650.
- [CARG, 2009] CARG, F. (2009), Cartografia geologica ufficiale Foglio CARG 1 :50,000 N.359, L’Aquila .
- [Causse, 2009] Causse, M. (2009), Simulation aveugle large bande du mouvement sismique, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble 1.
- [Causse *et al.*, 2008] Causse, M., F. Cotton, C. Cornou, and P.-Y. Bard (2008), Calibrating median and uncertainty estimates for a practical use of empirical Green’s functions technique, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **98**, no. 1, 344–353, doi :10.1785/0120070075.
- [Cavinato and DeCelles, 1999] Cavinato, G., and P. DeCelles (1999), Extensional basins in the tectonically bimodal central Apennines fold-thrust belt, Italy : Response to corner flow above a subducting slab in retrograde motion, *Geology* **27**, 955–958.
- [CEN, 2004] CEN (2004), Eurocode 8 : Design of structures for earthquake resistance - Part I : general rules, seismic actions and rules for buildings, *Comité Européen de Normalisation, Brussels* **EN-1998-1**.
- [Cheloni *et al.*, 2010] Cheloni, D., N. D’Agostino, E. D’Anastasio, A. Avallone, S. Mantenuto, R. Giuliani, M. Mattone, S. Calcaterra, P. Gambino, D. Dominici, F. Radicioni, and G. Fastellini (2010), Coseismic and initial post-seismic slip of the 2009 Mw6.3 L’Aquila earthquake, Italy, from GPS measurements, *Geophys. J. Int.* **181**, 1539–1546, doi :10.1111/j.1365-246X.2010.04584.x.
- [Chernov, 1989] Chernov, Y. (1989), Strong ground motion and quantitative assessment of seismic hazard, *Fan Publishing House, Tashkent (en russe)* .

- [Chernov and Sokolov, 1983] Chernov, Y., and V. Sokolov (1983), Some relations between ground motion parameters and felt intensity of the earthquakes, *In : Problems of engineering seismology* **24**, Nauka Publishing House, Moscow (en russe) , 96–111.
- [Chiarabba *et al.*, 2009] Chiarabba, C., A. Amato, M. Anselmi, P. Baccheschi, I. Bianchi, C. M. G. Cerec, L. Chiaraluce, M. Ciaccio, P. De Gori, G. De Luca, M. Di Bona, R. Di Stefano, L. Faenza, A. Govoni, L. Improta, F. Lucente, A. Marchetti, L. Margheriti, F. Mele, A. Michelini, G. Monachesi, M. Moretti, M. Pastori, N. Piana Agostinetti, D. Piccinini, P. Roselli, D. Seccia, and L. Valloso (2009), The 2009 L'Aquila (central Italy) Mw6.3 earthquake : Main shock and aftershocks, *Geophysical Research Letters* **36**, no. L18308, 1–6, doi :10.1029/2009GL039627.
- [Cirella *et al.*, 2009] Cirella, A., A. Piatanesi, M. Cocco, E. Tinti, L. Scognamiglio, A. Michelini, A. Lomax, and E. Boschi (2009), Rupture history of the 2009 L'Aquila (Italy) earthquake from non-linear joint inversion of strong motion and GPS data, *Geophysical Research Letters* **36**, no. L19304, doi :10.1029/2009GL039795.
- [Cirella *et al.*, 2012] Cirella, A., A. Piatanesi, E. Tinti, M. Chini, and M. Cocco (2012), Complexity of the rupture process during the 2009 L'Aquila, Italy, earthquake, *Geophys. J. Int.* **190**, 607–621, doi :10.1111/j.1365-246X.2012.05505.x.
- [Courboux *et al.*, 2010] Courboux, F., J. Converset, J. Balestra, and B. Delouis (2010), Ground-motion simulations of the 2004 Mw 6.4 Les Saintes, Guadeloupe, earthquake using ten smaller events, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **100**, no. 1, 116–130, doi :10.1785/0120080372.
- [Coutant, 1990] Coutant, O. (1990), Programme de simulation numérique AXITRA, *Rapport LGIT, Université Joseph Fourier, Grenoble, France* .
- [CPTIWorkingGroup, 2004] CPTIWorkingGroup (2004), Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004, Rep. CPTI04, *Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Bologna, Italy*. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04/> .
- [D'Agostino *et al.*, 2008] D'Agostino, N., A. Avallone, D. Cheloni, E. D'Anastasio, S. Mantenuto, and G. Selvaggi (2008), Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors, *J. Geophys. Res.* **113**, no. B12413, doi :10.1029/2008JB005860.
- [Das and Aki, 1977] Das, S., and K. Aki (1977), Fault plane with barriers : a versatile earthquake model, *J. Geophys. Res.* **82**, 5658–5670.
- [De Luca *et al.*, 2005] De Luca, G., S. Marcucci, G. Milana, and T. Sano (2005), Evidence of low-frequency amplification in the city of L'Aquila, Central Italy, through a multidisciplinary approach including strong- and weak-motion data, ambient noise, and numerical modeling, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **95**, no. 4, 1469–1481, doi :10.1785/0120030253.
- [Delouis *et al.*, 2007] Delouis, B., M. Vallée, and V. Cruz-Atienza (2007), The Mw=6.3 Saintes earthquake (West Indies) : source kinematics determination and uncertainties in a poorly known crustal structure, *Geophys. Res. Abstr.* **9**, 10,050.

- [DeMets *et al.*, 2000] DeMets, C., P. Jansma, G. Mattioli, T. Dixon, F. Farina, R. Bilham, E. Calais, and P. Mann (2000), GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion, *Geophys. Res. Lett.* **27**, 437–440.
- [Deng and Sykes, 1995] Deng, J., and L. Sykes (1995), Determination of Euler pole for contemporary relative motion of Caribbean and North American plates using slip vectors of interplate earthquakes, *Tectonics* **14**, 39–53.
- [Deplus *et al.*, 2001] Deplus, C., A. Le Friant, G. Boudon, J.-C. Komorowski, B. Villemant, C. Harford, J. Ségoufin, and J.-L. Cheminée (2001), Submarine evidence for large-scale debris avalanches in the Lesser Antilles Arc, *Earth Planet Sci. Lett.* **192**, 145–157.
- [Dixon *et al.*, 1998] Dixon, T., F. Farina, C. DeMets, P. Jansma, P. Mann, and E. Calais (1998), Relative motion between the Caribbean and North American plates and related boundary zone deformation from a decade of GPS observations, *J. Geophys. Res.* **103**, no. 15, 157–182.
- [Doglioni, 1991] Doglioni, C. (1991), A proposal of kinematic modelling for W-dipping subductions - possible applications to the Tyrrhenian-Apennines system, *Terra Nova* **3**, 423–434.
- [Dorel, 1981] Dorel, J. (1981), Seismicity and seismic gap in the Lesser Antilles arc and earthquake hazard in Guadeloupe, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* **67**, 679–695.
- [Douglas, 2003] Douglas, J. (2003), Earthquake ground motion estimation using strong-motion records : a review of equations for the estimation of peak ground acceleration and response spectral ordinates, *Earth Sci. Rev.* **61**, 43–104.
- [Douglas and Aochi, 2008] Douglas, J., and H. Aochi (2008), A survey of techniques for predicting earthquake ground motions for engineering purposes, *Surv. Geophys.* **29**, 187–220, doi : 10.1007/s10712-008-9046-y.
- [Douglas *et al.*, 2006] Douglas, J., D. Bertil, A. Roullé, P. Dominique, and P. Jousset (2006), A preliminary investigation of strong-motion data from the French Antilles, *J. Seismol.* **10**, 271–299, doi :10.1007/s10950-006-9016-0.
- [Drouet *et al.*, 2011] Drouet, S., M.-P. Bouin, and F. Cotton (2011), New moment magnitude scale, evidence of stress drop magnitude scaling and stochastic ground motion model for the French West Indies, *Geophys. J. Int.* **187**, no. 3, 1625–1644, doi :10.1111/j.1365-246X.2011.05219.x.
- [Drouet *et al.*, 2010] Drouet, S., F. Cotton, and P. Guéguen (2010), Vs30, k, regional attenuation and Mw from accelerograms : application to magnitude 3-5 French earthquakes, *Geophys. J. Int.* **182**, no. 2, 880–898, doi :10.1111/j.1365-246X.2010.04626.x.
- [Duclos *et al.*, 2007] Duclos, C., S. Bazin, W. Crawford, N. Feuillet, A. Nercesson, and S. Singh (2007), Analysis of Les Saintes (Guadeloupe) seismic sequence using ocean bottom seismometers (OBS), *paper presented at general Assembly 2007, Eur. Geosci. Union, Vienna*.
- [Duval *et al.*, 2006] Duval, A. M., E. Bertrand, S. Vidal, G. Verrhiest, G. Jacquet, and H. Nahornyj (2006), Combined survey of site effects and damage in Les Saintes Guadeloupe, after the 2004

- earthquake, *Third International Symposium in The Effects of Surface Geology on Seismic Motion (ESG 2006)*, Grenoble, France, 30 Août-3 Septembre 2006 .
- [Dziewonski *et al.*, 2000] Dziewonski, A., G. Ekstrom, and N. Maternowskaya (2000), Centroid-moment tensor solutions for October-December, 1999, *Phys. Earth Planet Inter.* **121**, 205–221.
- [Edwards *et al.*, 2008] Edwards, B., A. Rietbrock, J. J. Bommer, and B. Baptie (2008), The acquisition of source, path, and site effects from microearthquake recordings using Q tomography : application to the United Kingdom, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **98**, no. 4, 1915–1935, doi : 10.1785/0120070127.
- [EmergeoWorkingGroup, 2010] EmergeoWorkingGroup (2010), Evidence for surface rupture associated with the Mw 6.3 L'Aquila earthquake sequence of April 2009 (central Italy), *Terra Nova* **22**, 43–51, doi :10.1111/j.1365-3121.2009.00915.x.
- [EPRI, 1991a] EPRI (1991a), A criterion for determining Exceedance of the Operating Basis Earthquake, *EPRI Report NP-5930, Electric Power Research Institute, Palo Alto, California* .
- [EPRI, 1991b] EPRI (1991b), Standardization of Cumulative Absolute Velocity, *EPRI Report RP3096-1, Electric Power Research Institute, Palo Alto, California* .
- [Eshelby, 1957] Eshelby, J. (1957), The determination of the elastic field of a ellipsoidal inclusion and related problems, *Proc. Roy. Soc. London* **A241**, 376–396.
- [Faenza and Michelini, 2010] Faenza, L., and A. Michelini (2010), Regression analysis of MCS intensity and ground motion parameters in Italy and its application in ShakeMap, *Geophys. J. Int.* **180**, 1138–1152, doi :10.1111/j.1365-246X.2009.04467.x.
- [Falcucci *et al.*, 2009] Falcucci, E., S. Gori, E. Peronace, G. Fubelli, M. Moro, M. Saroli, B. Giaccio, P. Messina, G. Naso, G. Scardia, A. Sposato, M. Voltaggio, P. Galli, and F. Galadini (2009), The Paganica fault and surface coseismic ruptures caused by the 6 april 2009 earthquake (L'Aquila, Central Italy), *Seismological Research Letters* **80**, no. 6, 940–950.
- [Feuillard, 1985] Feuillard, M. (1985), Note sur les conséquences macrosismiques de la secousse du 16 mars 1985. Ho=14h56, *Observatoire volcanologique de la Guadeloupe* .
- [Feuillet, 2000] Feuillet, N. (2000), Sismotectonique des Petites Antilles. Liaison entre activité sismique et volcanique, *Thèse Université Paris 7, Paris*, 283pp. .
- [Feuillet *et al.*, 2011] Feuillet, N., F. Beauducel, E. Jacques, P. Tapponnier, B. Delouis, S. Bazin, M. Vallée, and G. C. P. King (2011), The Mw=6.3, November 21, 2004, Les Saintes earthquake (Guadeloupe) : Tectonic setting, slip model and static stress changes, *Journal of Geophysical Research* **116**, no. B10301, 1–25, doi :10.1029/2011JB008310.
- [Feuillet *et al.*, 2010] Feuillet, N., F. Leclerc, P. Tapponnier, F. Beauducel, G. Boudon, A. Le Friant, C. Deplus, J.-F. Lebrun, A. Nercessian, J.-M. Saurel, and V. Clément (2010), Active faulting induce by slip partitioning in Montserrat and link with volcanic activity : new insights from the 2009 GWADASEIS marine cruise data, *Geophys. Res. Lett.* **37**, no. L00E15, doi : 10.1029/2010GL042556.

- [Feuillet *et al.*, 2001] Feuillet, N., I. Manighetti, and P. Tapponnier (2001), Extension active perpendiculaire à la subduction dans l'arc des Petites Antilles (Guadeloupe), *C. R. Acad. Sci.* **333**, 583–590.
- [Feuillet *et al.*, 2002] Feuillet, N., I. Manighetti, P. Tapponnier, and E. Jacques (2002), Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles, *Journal of Geophysical Research* **107**, no. B12-2331, 1–29, doi :10.1029/2001JB000308.
- [Feuillet *et al.*, 2004] Feuillet, N., P. Tapponnier, I. Manighetti, B. Villemant, and K. G. (2004), Differential uplift and tilt of Pleistocene reef platforms and Quaternary slip rate on the Morne-Piton normal fault (Guadeloupe, French West Indies), *J. Geophys. Res.* **109**, doi :10.1029/2003JB002496.
- [Frankel, 1991] Frankel, A. (1991), High-frequency spectral falloff of earthquakes, fractal dimension of complex rupture, b value, and the scaling of strength on fault, *J. Geophys. Res.* **96**, 6291–6302.
- [Frankel, 1995] Frankel, A. (1995), Simulating strong motions of large earthquakes using recordings of small earthquakes : the Loma Prieta mainshock as a test case, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **85**, 1144–1160.
- [Galadini and Galli, 2000] Galadini, F., and P. Galli (2000), Active tectonics in the central Apennines (Italy) - input data for seismic hazard assessment, *Natural Hazards* , 225–270doi : 10.1023/A :1008149531980.
- [Galli and Camassi, 2009] Galli, P., and R. Camassi (2009), Rapporto sugli effetti dei terremoto aquilano del 6 aprile 2009, *Rap. RPT03, DPC-INGV, Milan, Italy. 12 pp.* .
- [Gallovič and Brokešová, 2007] Gallovič, F., and J. Brokešová (2007), Hybrid k-squared source model for strong motion simulations : introduction, *Phys. Earth planet. Inter.* **160**, doi : 10.1016/j.pepi.2006.09.002.
- [Gallovič and Burjánek, 2007] Gallovič, F., and J. Burjánek (2007), High-frequency directivity in strong ground motion modeling methods, *Ann. Geophys.* **50**, no. 2.
- [Girardin *et al.*, 1991] Girardin, N., M. Feuillard, and J.-P. Viodé (1991), Réseau régional sismique de l'arc des Petites Antilles : sismicité superficielle (1981-1988), *Bull. Soc. Géol. Fr.* **162**, no. 6, 1003–1015.
- [Gorini *et al.*, 2010] Gorini, A., M. Nicoletti, P. Marsan, R. Bianconi, R. De Nardis, L. Filippi, S. Marucci, F. Palma, and E. Zambonelli (2010), The Italian strong motion network, *Bull. Earthquake Eng.* **8**, 1075–1090, doi :10.1007/s10518-009-9141-6.
- [Grünthal *et al.*, 1998] Grünthal, G., R. Musson, J. Schwartz, and M. Stucchi (1998), L'échelle macrosismique européenne EMS-98, *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Sismologie Vol.19*, Conseil de L'Europe, Luxembourg, 103 pp .
- [Guerrieri *et al.*, 2010] Guerrieri, L., G. Baer, Y. Hamiel, R. Amit, A. Blumetti, V. Comerci, P. DiManna, A. Michetti, A. Salamon, A. Mushkin, G. Sileo, and E. Vittori (2010), InSAR data as a field guide for mapping minor earthquake surface ruptures : Ground displacements along the Paganica fault during the 6 April 2009 L'Aquila earthquake, *Journal of Geophysical Research* **115**, no. B12331, doi :10.1029/2010JB007579.

- [Guidoboni *et al.*, 2012] Guidoboni, E., A. Comastri, D. Mariotti, C. Ciuccarelli, and M. G. Bianchi (2012), Ancient and Medieval Earthquakes in the Area of L'Aquila (Northwestern Abruzzo, Central Italy), A.D. 1-1500 : A Critical Revision of the Historical and Archaeological Data, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **102**, no. 4, 1600–1617, doi :10.1785/0120110173.
- [Gutenberg and Richter, 1942] Gutenberg, B., and C. Richter (1942), Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **32**, no. 3, 163–191.
- [Hanks, 1979] Hanks, T. (1979), b-values and $\omega^{-\gamma}$ seismic source models : implications for tectonic stress variations along active crustal fault zones and the estimation of high-frequency strong ground motion, *J. geophys. Res.* **84**, 2235–2242.
- [Hartzell, 1978] Hartzell, S. (1978), Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.* **5**, 1–4.
- [Haskell, 1964] Haskell, H. (1964), Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **54**, 1811–1842.
- [Herrero, 1994] Herrero, A. (1994), Paramétrisation spatio-temporelle et spectrale des sources sismiques : application au risque sismique, Ph.D. thesis, Université ParisVII.
- [Herrero and Bernard, 1994] Herrero, A., and P. Bernard (1994), A kinematic self-similar rupture process for earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **84**, no. 4, 1216–1228.
- [Hershberger, 1956] Hershberger, J. (1956), A comparison of earthquake accelerations with intensity ratings, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **46**, no. 4, 317–320.
- [Honoré, 2008] Honoré, L. (2008), Mise au point d'une méthode hybride d'évaluation de l'aléa sismique, *Rapport de Master*, Université de Nice Sophia-Antipolis .
- [Honoré *et al.*, 2011] Honoré, L., F. Courboux, and A. Souriau (2011), Ground motion simulations of a major historical earthquake (1660) in the French Pyrenees using recent moderate size earthquakes, *Geophys. J. Int.* **187**, no. 2, 1001–1018, doi :10.1111/j.1365-246X.2011.05193.x.
- [Hough and Kanamori, 2002] Hough, S. E., and H. Kanamori (2002), Source properties of earthquakes near the Salton Sea triggered by the 16 October 1999 M7.1 Hector Mine, California, earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **92**, no. 4, 1281–1289.
- [Houston, 2001] Houston, H. (2001), Influence of depth, focal mechanism, and tectonic setting on the shape and duration of earthquake source time functions, *J. Geophys. Res.* **106**, no. B6, 11,137–11,150.
- [Hunstad *et al.*, 2003] Hunstad, I., G. Selvaggi, N. D'Agostino, P. England, P. Clarke, and M. Pierozzi (2003), Geodetic strain in peninsular Italy between 1875 and 2001, *Geophys. Res. Lett.* **30**, no. 1181, doi :10.1029/2002GL016447.
- [Hutchings *et al.*, 2006] Hutchings, L., E. Ioannidou, N. Foxall, N. Vougaris, J. Savy, I. Kalogeras, L. Scognamiglio, and G. Stavrakakis (2006), A physically based strong ground-motion prediction methodology ; application to PSHA and the 1999 M_w 6.0 Athens earthquake, *Geophys. J. Int.* doi :10.1111/j.1365-246X.2006.03178.x.

- [Ide *et al.*, 2003] Ide, S., G. C. Beroza, S. G. Prejean, and W. L. Ellsworth (2003), Apparent break in earthquake scaling due to path and site effects on deep borehole recordings, *J. Geophys. Res.* **108**, no. B5-2271, 16,1–16,13, doi :10.1029/2001JB001617.
- [INGV, 2009] INGV (2009), Location of April 6, 2009 earthquake updated with all the available data, *Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia*, <http://www.ingv.it>.
- [Irikura, 1986] Irikura, K. (1986), Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, in *Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp., Tokyo, Japan*, 151-156 pp.
- [Irikura and Kamae, 1994] Irikura, K., and K. Kamae (1994), Estimation of strong motion in broad band frequency band based on a seismic source scaling model and an empirical Green's functions technique, *Erice, Annali de Geophysicae XXXVII*, 1721–1743.
- [Joyner and Boore, 1988] Joyner, W., and D. Boore (1988), Measurement, characterization, and prediction of strong ground motion, *In Proceedings of Earthquake Engineering and Soil Dynamics II*, 43-102. *Geotechnical Division, ASCE, Park City, Utah, June 27-30*.
- [Joyner and Boore, 1981] Joyner, W. B., and D. M. Boore (1981), Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial valley, California, earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **71**, no. 6, 2011–2038.
- [Joyner and Boore, 1986] Joyner, W. B., and D. M. Boore (1986), On simulating large earthquakes by Green's function addition of smaller earthquakes, in *Earthquake Source Mechanics, Vol. 37, Maurice Ewing Series 6*, S. Das, J. Boatwright, and C.H. Scholtz (Editors), *American Geophysical Union, Washington, D.C.*, 269–274.
- [Kanamori and Rivera, 2004] Kanamori, H., and L. Rivera (2004), Static and dynamic scaling relations for earthquakes and their implications for rupture speed and stress drop, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **94**, 314–319.
- [Kohrs-Sansorny, 2005] Kohrs-Sansorny, C. (2005), Modélisation de la source sismique et sommation de petits séismes pour l'évaluation des mouvements forts : application à une meilleure estimation de l'aléa sismique dans le sud-est de la France, Ph.D. thesis, Université de Nice-Sophia Antipolis.
- [Kohrs-Sansorny *et al.*, 2005] Kohrs-Sansorny, C., F. Courboux, M. Bour, and A. Deschamps (2005), A two-stage method for ground-motion simulation using stochastic summation of small earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **95**, no. 4, 1387–1400, doi :10.1785/0120040211.
- [Koliopoulos *et al.*, 1998] Koliopoulos, P., B. Margaris, and N. Klimis (1998), Duration and energy characteristics of Greek strong motion records, *J. Earthquake Eng.* **2**, no. 3, 391–417.
- [Kramer, 1996] Kramer, S. (1996), *Geotechnical Earthquake Engineering*, Prentice Hall, New Jersey, 653pp.
- [Lambert and Levret-Albaret, 1996] Lambert, J., and A. Levret-Albaret (1996), *Mille ans de séismes en France*, Ouest Editions, Nantes, 78 pp.

- [Le Friant *et al.*, 2008] Le Friant, A., P. Heinrich, and G. Boudon (2008), Field survey and numerical simulations of the 21 November 2004 tsunami at Les Saintes (Lesser Antilles), *Geophys. Res. Lett.* **35**, no. L12308, doi :10/1029/2008GL034051.
- [LeBrun *et al.*, 2004] LeBrun, B., A.-M. Duval, P.-Y. Bard, O. Monge, M. Bour, S. Vidal, and H. Fabriol (2004), Seismic microzonation : a comparison between geotechnical and seismological approaches in Pointe-à-Pitre (French West Indies), *Bulletin of Earthquake Engineering* **2**, 27–50.
- [Lesueur, 2011] Lesueur, C. (2011), Relations entre les mesures de mouvements du sol et les observations macrosismiques en France : Etude basée sur les données accélérométriques du RAP et les données macrosismiques du BCSF, Ph.D. thesis, Université de Strasbourg.
- [Levret *et al.*, 1996] Levret, A., M. Cushing, and G. Peyridieu (1996), Recherche des caractéristiques de séismes historiques en France. Atlas de 140 cartes macrosismiques, *IPSN, Paris, France* (2 vol.) .
- [Liu and Zhang, 1984] Liu, H.-X., and Q. Zhang (1984), Ground-motion features and earthquake destructiveness, in *Processdings of the Eighth World Conference on Earthquake Engineering*, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey , 881–888.
- [Luzi *et al.*, 2008] Luzi, L., S. Hailemichael, F. Bindi, D. ans Pacor, and F. Mele (2008), ITACA (ITalian ACcelerometric Archive) : a web portal for the dissemination of Italian strong motion data, *Seism. Res. Lett.* **79**, 716–722.
- [Mai and Beroza, 2000] Mai, P. M., and G. C. Beroza (2000), Source scaling properties from finite-fault-rupture models, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **90**, no. 3, 604–615.
- [Marin *et al.*, 2004] Marin, S., J.-P. Avouac, M. Nicolas, and A. Schlupp (2004), A probabilistic approach to seismic hazard in metropolitan France, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **94**, no. 6, 2137–2163.
- [Martin *et al.*, 2002] Martin, C., R. Secanell, P. Combes, G. Lignon, and A. Fioravanti (2002), Révision du zonage sismique de la France. Paramètres d’entrée des modèles, *Rapport GRT/MATE/0701*, 150pp .
- [McCann, 1985] McCann, W. (1985), On the earthquake hazards of Puerto Rico and the Virgin Islands, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **75**, no. 2, 251–262.
- [Medvedev *et al.*, 1964] Medvedev, S., W. Sponheuer, and V. Karnik (1964), Neue seismische Skala Intensity scale of earthquakes, 7. Tagung der Europäischen Seismologischen Kommission vom 24.9.bis 30.9.1962, In : *Jena, Veröff Institut für Bodendynamik und Erdbebenforschung in Jena. Deutsche Akademie der Wissenschaften zu Berlin* **77**, 69–76.
- [Menu, 1991] Menu, J. (1991), Overview of the choice of seismic motion parameters for use in seismic design, in *Seismic Hazard Determination in areas with moderate seismicity, Proceedings of the international conference held Oct. 22-23, 1991 at Saint-Rémy-lès-Chevreuse, France* , 165–186.
- [Messina *et al.*, 2009] Messina, P., P. Galli, E. Falcucci, F. Galadini, B. Giaccio, S. Gori, E. Peronace, and A. Sposato (2009), Evoluzione geologica e tettonica quaternaria dell’area interessata dal terremoto aquilano del 2009, *Geoitalia* **28**, 24–29.

- [Musson *et al.*, 2010] Musson, R. M. W., G. Grünthal, and M. Stucchi (2010), The comparison of macroseismic intensity scales, *J. Seismol.* **14**, no. 2, 413–428, doi :10.1007/s10950-009-9172-0.
- [Ordaz *et al.*, 1995] Ordaz, M., J. Arboleda, and S. K. Singh (1995), A scheme of random summation of an empirical Green's function to estimate ground motions from future large earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **85**, 1635–1647.
- [Orefice *et al.*, 2012] Orefice, A., M. Vallée, J. Balestra, B. Delouis, and A. Zollo (2012), Refined rupture velocity estimation of the 2009 L'Aquila earthquake (M_w 6.3, Central Italy) derived from apparent source time functions, *Bull. Seismol. Soc. Am.* .
- [Pacor *et al.*, 2011] Pacor, F., R. Paolucci, L. Luzi, F. Sabetta, A. Spinelli, Andrea ans Gorini, M. Nicoletti, S. Marcucci, L. Filippi, and M. Dolce (2011), Overview of the Italian strong motion database ITACA 1.0, *Bull. Earthquake Eng.* **9**, 1723–1739, doi :10.1007/s10518-011-9327-6.
- [Papageorgiou and Aki, 1983] Papageorgiou, A. S., and K. Aki (1983), A specific barrier model or the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong motion, Part I : description model, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **74**, 693–722.
- [Pino and Di Luccio, 2009] Pino, N. A., and F. Di Luccio (2009), Source complexity of the 6 April 2009 L'Aquila (central Italy) earthquake and its strongest aftershock revealed by elementary seismological analysis, *Geophysical Research Letters* **36**, no. L23305, doi :10.1029/2009GL041331.
- [Poiata *et al.*, 2012] Poiata, N., K. Koketsu, A. Vuan, and H. Miyake (2012), Low-frequency and broadband source models for the 2009 L'Aquila, Italy, earthquake, *Geophys. J. Int.* doi :10.1111/j.165-246X.2012.05602.x.
- [Pondrelli *et al.*, 2010] Pondrelli, S., S. Salimbeno, A. Morelli, G. Ekstrom, M. Oliviei, and E. Boschi (2010), Seismic moment tensors of the April 2009, L'Aquila (central Italy) earthquake sequence, *Geophys. J. Int.* doi :10.1111/j/1365-246X.2009.04418.x.
- [ProjectS4, 2010] ProjectS4 (2010), Italian Strong Motion Database - Deliverable #10, Revised seismic classification of the ITACA stations, according to the EC8 and the Italian norms site class, *INGV-DPC 2007-2009* .
- [Péquegnat *et al.*, 2008] Péquegnat, C., P. Guéguen, D. Hatzfeld, and M. Langlais (2008), The French Accelerometric Network (RAP) and National Data Centre (RAP-NDC), *Seismological Research Letters* **79**, no. 1, 79–89.
- [Richter, 1958] Richter, C. (1958), Elementary seismology, *Freeman, San Francisco* .
- [Roberts and Michetti, 2004] Roberts, G., and A. Michetti (2004), Spatial and temporal variations in growth rates along active normal fault systems : an example from the Lazio-Abruzzo Apennines, central Italy, *Journal of Structural Geology* **26**, 339–376, doi :10.1016/S0191-8141(03)00103-2.
- [Robson, 1964] Robson, G. R. (1964), An earthquake catalogue for the eastern Caribbean 1530-1960, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **54**, no. 2, 785–832.
- [Rouille and Bernardie, 2010] Rouille, A., and S. Bernardie (2010), Comparison of 1D non-linear simulations to strong-motion observations : A case study in a swampy site of French Antilles

- (Pointe-à-Pitre, Guadeloupe), *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* **30**, 286–298, doi : 10.1016/j.soildyn.2009.12.002.
- [Ruiz, 2007] Ruiz, J. (2007), Génération d’accélérogrammes synthétiques large-bande par modélisation cinématique de la rupture sismique, Ph.D. thesis, Institut de Physique du Globe de Paris.
- [Ruiz *et al.*, 2007] Ruiz, J., D. Baumont, P. Bernard, and C. Berge-Thierry (2007), New approach in the kinematic k-2 source model for generating physical slip velocity functions, *Geophys. J. Int.* **171**, 739–754, doi :10.1111/j.1365-246X.2007.03503.x.
- [Ruiz *et al.*, 2011] Ruiz, J. A., D. Baumont, P. Bernard, and C. Berge-Thierry (2011), Modelling directivity of strong ground motion with a fractal, k^{-2} , kinematic source model, *Geophys. J. Int.* **186**, 226–244, doi :10.1111/j.1365-246X.2011.05000.x.
- [Sabetta and Pugliese, 1996] Sabetta, F., and A. Pugliese (1996), Estimation of response spectra and simulation of nonstationary earthquake ground motions, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **86**, no. 2, 337–352.
- [Sainte-Claire Deville, 1843] Sainte-Claire Deville, C. (1843), Observations sur le tremblement de terre éprouvé à la Guadeloupe le 8 février 1843, *Imprimerie du Gouverneur, Basse-Terre*.
- [Sainte-Claire Deville, 1846] Sainte-Claire Deville, C. (1846), Recherches sur les principaux phénomènes de météorologie et de physique terrestre aux Antilles, Observations sur le tremblement de terre de 1843, in *Voyage géologique aux Antilles et aux îles de Tenerife et de Fogo*, ed. Gide, Paris.
- [Schenck *et al.*, 1990] Schenck, V., F. Mantlik, M. Zhishin, and A. Mimarkin (1990), Relation between macroseismic intensity and instrumental parameters of strong ground motion : A statistical approach, *Natural Hazards* **3**, 111–124.
- [Scherbaum *et al.*, 2004] Scherbaum, F., F. Cotton, and P. Smit (2004), On the use of response spectral-reference data for the selection and ranking of ground-motion models for seismic-hazard analysis in regions of moderate seismicity : the case of rock motion, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **94**, no. 6, 2164–2185.
- [Scognamiglio *et al.*, 2010] Scognamiglio, L., E. Tinti, A. Michelini, D. S. Dreger, A. Cirella, M. Cocco, S. Mazza, and A. Piatanesi (2010), Fast determination of moment tensors and rupture history : what has been learned from the 6 april 2009 L’Aquila earthquake sequence, *Seismological Research Letters* **81**, 892–906, doi :10.1785/gssrl.81.6.892.
- [Semmane *et al.*, 2007] Semmane, F., T. Allili, A. Flifla, and A. Ouargli (2007), Correlation between strong motion parameters and observed damage following the 2003 Boumerdes earthquake, *EGU Meeting, 15-20 April 2007, Hobart*.
- [Sieberg, 1923] Sieberg, A. (1923), Geologische, Physikalische und angewandte Erdbebenkunde, *G. Fischer, Jena*.
- [Sieberg, 1930] Sieberg, A. (1930), Geologie der Erdbeben, *Handbuch der Geophysik* **2**, no. 4, 552–555.

- [Sokolov, 2002] Sokolov, V. (2002), Seismic intensity and Fourier acceleration spectra : revised relationship, *Earthquake Spectra* **18**, 161–187.
- [Somerville *et al.*, 1997] Somerville, P., N. Smith, R. Graves, and N. Abrahamson (1997), Modification of empirical strong ground motion attenuation relations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity, *Seismol. Res. Lett.* **68**, 199–222.
- [Souriau, 2006] Souriau, A. (2006), Quantifying felt events : a joint analysis of intensities, accelerations and dominant frequencies, *J. Seismol.* **10**, 23–38, doi :10.1007/s10950-006-2843-1.
- [Stein *et al.*, 1982] Stein, S., J. Engeln, W. D.A., and R. Fujita, K. ans Speed (1982), Subduction seismicity and tectonics in the Lesser Antilles arc, *J. Geophys. Res.* **87**, no. B10, 8642–8664.
- [Stein and Wysession, 2003] Stein, S., and M. Wysession (2003), An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure, Blackwell publishing, Oxford, UK, 498 .
- [Stover *et al.*, 1993] Stover, C., J. Coffman, and R. Scott (1993), Seismicity of the United States, 1568-1989 (revised), *United States Government Printing Office, Washington* .
- [Strasser *et al.*, 2008] Strasser, F. O., J. J. Bommer, and N. A. Abrahamson (2008), Truncation of the distribution of ground-motion residuals, *J. Seismol.* **12**, 79–105, doi :10.1007/s10950-007-9073-z.
- [Stucchi *et al.*, 2007] Stucchi, M., R. Camassi, A. Rovida, M. Locati, E. Ercolani, C. Meletti, P. Migliavacca, F. Bernardini, and R. Azzaro (2007), DBMI04, il database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani utilizzate per la compilazione del catalogo parametrico CPTI04, *Quaderni di Geofisica*, 49, INGV, Rome .
- [Tertulliani *et al.*, 2012a] Tertulliani, A., L. Cucci, A. Rossi, and V. Castelli (2012a), The 6 October 1762 Middle Aterno valley (L’Aquila, Central Italy) earthquake : new constraints and new insights, *Seismological Research Letters* **83**, no. 6, 1068–1077, doi :10.1785/0220120048.
- [Tertulliani *et al.*, 2012b] Tertulliani, A., I. Leschiutta, P. Bordoni, and G. Milana (2012b), Damage distribution in L’Aquila City (Central Italy) during the 6 April 2009 earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **102**, no. 4, 1543–1553, doi :10.1785/0120110205.
- [Tertulliani *et al.*, 2009] Tertulliani, A., A. Rossi, L. Cucci, and M. Vecchi (2009), L’Aquila (Central Italy) earthquakes : the predecessors of the April 6, 2009 event, *Seismological Research Letters* **80**, no. 6, 1008–1013, doi :10.1785/gssrl.80.6.1008.
- [Trifunac and Brady, 1975a] Trifunac, M., and A. Brady (1975a), On the correlation of seismic intensity scales with peaks of recorded strong ground motion, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **65**, no. 1, 139–162.
- [Trifunac and Brady, 1975b] Trifunac, M., and A. Brady (1975b), A study on the duration of strong earthquake ground motion, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **65**, no. 3, 581–626.
- [Tselentis and Danciu, 2008] Tselentis, G.-A., and L. Danciu (2008), Empirical relationships between modified Mercalli intensity and engineering ground-motion parameters in Greece, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **98**, no. 4, 1863–1875, doi :10.1785/0120070172.

- [Tumarkin and Archuleta, 1994] Tumarkin, A., and R. Archuleta (1994), Empirical ground motion prediction, *Annali di Geofisica* **XXXVII**, no. 6, 1691–1720.
- [Tumarkin *et al.*, 1994] Tumarkin, A., R. Archuleta, and R. Madariaga (1994), Scaling relations for composite earthquakes models, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **44**, 1279–1283.
- [Vezzani and Ghisetti, 1998] Vezzani, L., and F. Ghisetti (1998), Carta geologica dell’Abruzzo, Scala 1 :100.000, *S.El.Ca., Firenze* .
- [Vittori *et al.*, 2011] Vittori, E., P. Di Manna, A. M. Blumetti, V. Commerci, L. Guerrieri, E. Esposito, A. M. Michetti, S. Porfido, L. Piccardi, G. P. Roberts, A. Berlusconi, F. Livio, G. Sileo, M. Wilkinson, K. J. McCaffrey, R. J. Phillips, and P. A. Cowie (2011), Surface faulting of the 6 April 2009 Mw 6.3 L’Aquila Earthquake in Central Italy, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **101**, no. 4, 1507–1530, doi :10.1785/0120100140.
- [Vogt, 1979] Vogt, J. (1979), Les tremblements de terre en France, *Mem. BRGM* **96**, Orléans, France, 220 pp .
- [Wald *et al.*, 1999] Wald, D. J., V. Quitoriano, T. H. Heaton, and H. Kanamori (1999), Relationships between peak ground acceleration, peak ground velocity and modified Mercalli intensity in California, *Earthquake Spectra* **15**, no. 3, 557–564.
- [Walters *et al.*, 2009] Walters, R. J., J. R. Elliott, N. D’Agostino, P. C. England, I. Hunstad, J. A. Jackson, B. Parsons, R. J. Phillips, and G. Roberts (2009), The 2009 L’Aquila earthquake (central Italy) : a source mechanism and implications for seismic hazard, *Geophysical research Letters* **36**, no. L17312, 1–6, doi :10.1029/2009GL039337.
- [Wells and Coppersmith, 1994] Wells, D. L., and K. J. Coppersmith (1994), New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **84**, no. 4, 974–1002.
- [Wennerberg, 1990] Wennerberg, L. (1990), Stochastic summation of empirical Green’s functions, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **80**, 1418–1432.
- [Winter *et al.*, 2007] Winter, T., J. Comte, J. Mompelat, H. Aochi, S. Auclair, A. Barras, D. Bertil, S. Bes de Berc, E. Bourdon, M. Chauvet, P. Dominique, J. Douglas, A. Lemoine, C. Negulescu, S. Ollagnier, J. Pericat, A. Roullé, and O. Sedan (2007), Mission post-sismique aux Antilles : premiers enseignements sur le séisme du 19 novembre 2007, *Rapport BRGM*, **RP-56070-FR** , 103 pp.
- [Wood and Neumann, 1931] Wood, H. O., and F. Neumann (1931), Modified Mercalli intensity scale of 1931, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **21**, 277–283.
- [Yu *et al.*, 1995] Yu, G., K. Khattri, J. Anderson, J. Brune, and Y. Zeng (1995), Strong motions from the Uttarkashi, Himalaya, India, earthquake : comparison of observations with synthetics using the composite source model, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **85**, 31–50.

- [Zambonelli *et al.*, 2011] Zambonelli, E., R. De Nardis, L. Filippi, M. Nicoletti, and M. Dolce (2011), Performance of the Italian strong motion network during the 2009, L'Aquila seismic sequence (central Italy), *Bull. Earthquake Eng.* **9**, 39–65, doi :10.1007/s10518-010-9218-2.
- [Zeng and Anderson, 1996] Zeng, Y., and J. Anderson (1996), A composite source model of the 194 Northridge earthquake using genetic algorithms, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **86**, no. S, 71–83.
- [Zeng *et al.*, 1994] Zeng, Y., J. Anderson, and G. Yu (1994), A composite source model for computing realistic synthetics strong ground motions, *Geophys. Res. Lett.* **21**, 725–728.

ANNEXE

Annexe A

Paramètres des mouvements du sol

Les études d'aléa sismique reposent sur la caractérisation des mouvements forts générés par un séisme en termes de paramètres instrumentaux des mouvements du sol. Afin d'évaluer le potentiel destructeur d'un séisme, de nombreux paramètres des mouvements du sol peuvent être extraits d'un signal sismique. Chaque paramètre représente différentes caractéristiques du signal telles que l'amplitude, le contenu fréquentiel, la durée ou encore l'énergie. Cette annexe est consacrée à la description des différents paramètres des mouvements du sol qui sont utilisés dans cette thèse.

A.1 Paramètres d'amplitude dans le domaine temporel

Les paramètres de pics d'amplitude (PGA , PGV , PGD) sont parmi les paramètres les plus simples à déterminer à partir de signaux sismiques. La Figure A.1 présente un exemple de mesure de pics d'amplitude des mouvements du sol à partir d'un même signal représenté en accélération, en vitesse et en déplacement. Nous pouvons noter que l'accélérogramme présenté sur la Figure A.1-a montre une proportion significative de hautes fréquences par rapport au même signal présenté en vitesse (Figure A.1-b). Les déplacements sont quant à eux dominés par des fréquences relativement basses (Figure A.1-c).

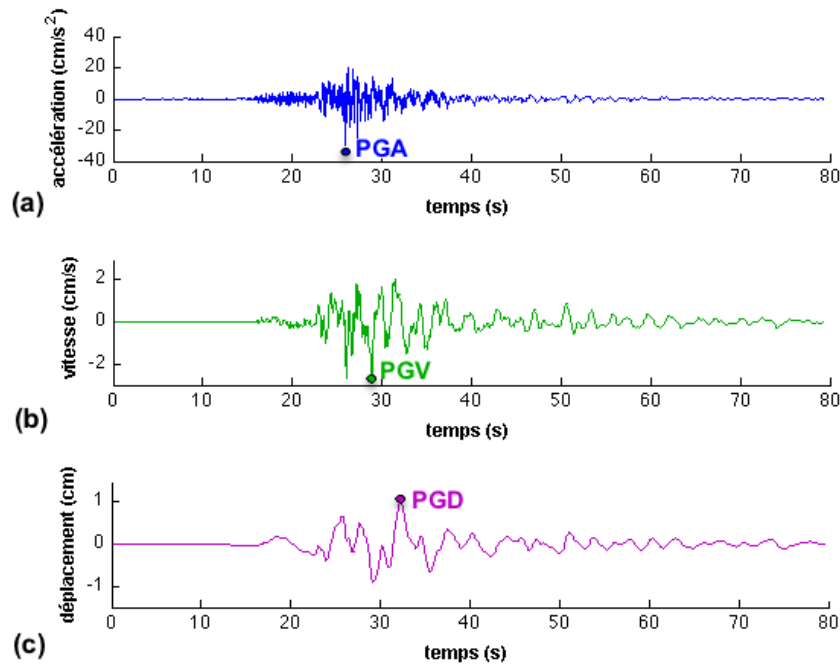


Figure A.1. Détermination des paramètres de pics d'amplitude des mouvements du sol *PGA*, *PGV* et *PGD* à partir d'un signal représenté respectivement (a) en accélération (b) en vitesse et (c) en déplacement.

A.1.1 Accélération maximale du sol (*PGA*)

Le *PGA* (*Peak Ground Acceleration*) correspond à la valeur maximale (absolue) de l'accélération mesurée sur un accélérogramme pour une composante du mouvement du sol donnée (Figure A.1-a). Ce paramètre est étroitement lié aux forces d'inertie sollicitant les structures (notamment les structures très raides). Le *PGA*, très facile à calculer, constitue l'un des paramètres des mouvements du sol le plus communément utilisé dans les études d'aléa sismique.

A.1.2 Vitesse maximale du sol (*PGV*)

Le *PGV* (*Peak Ground Velocity*) est un autre paramètre très utile pour caractériser l'amplitude des mouvements du sol et tout aussi facile à calculer que le *PGA* (Figure A.1-b). Contrôlé par les fréquences basses à intermédiaires du signal sismique, le *PGV* semble plus approprié que le *PGA* pour rendre compte du potentiel destructeur des mouvements du sol (Liu & Zhang, 1984), notamment pour les structures sensibles à cette gamme de fréquences intermédiaires (*e.g.* les immeubles hauts ou flexibles, les ponts, etc.).

A.1.3 Déplacement maximal du sol (*PGD*)

Le *PGD* (*Peak Ground Displacement*) (Figure A.1-c) est quant à lui lié au contenu basses fréquences des mouvements du sol et est un indicateur très important à prendre en compte pour les structures flexibles et de grandes dimensions. Cependant, le *PGD* est souvent difficile à déterminer avec précision (Campbell, 1985 ; Joyner & Boore, 1988) notamment à cause de la présence de bruit longue période et des traitements appliqués au signal pour le filtrage et la double intégration de l'accélérogramme. Le *PGD* est par conséquent beaucoup moins utilisé que le *PGA* ou le *PGV*.

A.2 Paramètres dans le domaine fréquentiel

Le comportement d'une structure en réponse à un séisme est très sensible au contenu fréquentiel des mouvements du sol. Il est donc important d'étudier comment l'amplitude des mouvements du sol d'un séisme est distribuée en fonction de différentes fréquences.

A.2.1 Spectre de Fourier en amplitude

La transformée de Fourier d'un signal sismique permet d'obtenir le spectre de Fourier en amplitude de ce signal, montrant comment l'amplitude des mouvements du sol est distribuée en fonction de la fréquence. Après l'observation du contenu fréquentiel de nombreux séismes de magnitudes différentes en représentation logarithmique-logarithmique, un modèle de spectre théorique d'un séisme, souvent appelé modèle en ω^{-2} a été proposé (Aki, 1967 ; Brune, 1970). Ce modèle en ω^{-2} est à la base des modélisations que nous proposons dans ce travail de thèse.

Le spectre théorique en déplacement d'un séisme de moment sismique M_0 et de fréquence coin f_c est supporté par une asymptote en ω^0 à basses fréquences et une asymptote suivant une décroissance en ω^{-2} à hautes fréquences. Ces deux asymptotes s'intersectent à la fréquence coin f_c . Au-delà d'une fréquence f_{max} , une décroissance en ω^{-3} du spectre peut être observée à hautes fréquences, liée aux effets d'atténuation lors de la propagation des ondes. Le spectre d'un signal réel dépendra également du facteur de qualité Q qui agira sur la pente du spectre. Le niveau du plateau basses fréquences est proportionnel au moment sismique M_0 du séisme

(Figure A.2-a). Le spectre théorique en accélération est quant à lui représenté par une croissance en ω^2 à basses fréquences jusqu'à la fréquence coin f_c , puis par un plateau en ω^0 pour les fréquences intermédiaires suivi à partir de la fréquence f_{max} d'une décroissance brutale à hautes fréquences liée aux conditions d'atténuation (Anderson & Hough, 1984) (Figure A.2-b).

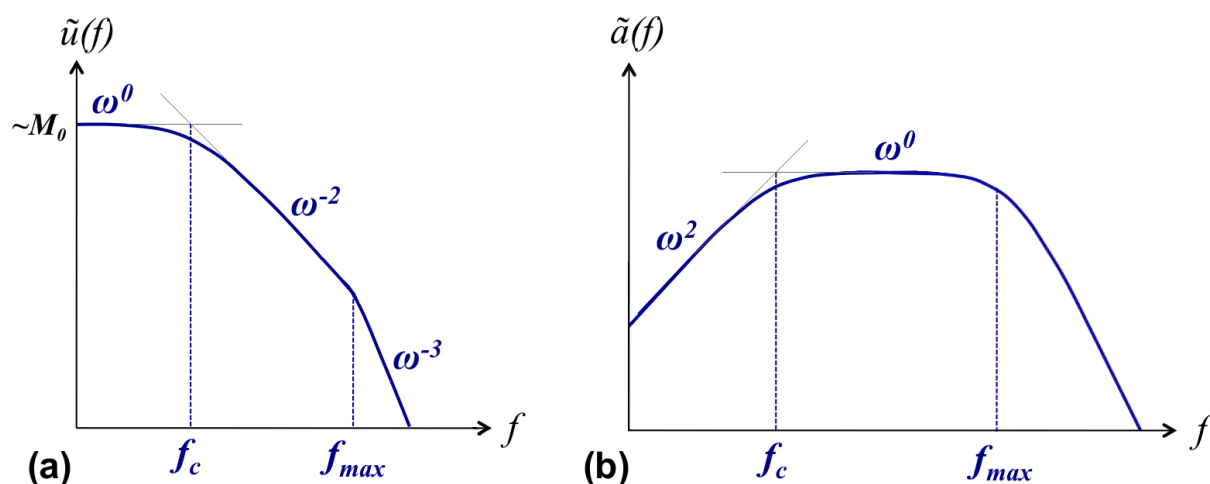


Figure A.2. Représentation théorique (échelle logarithmique-logarithmique) du spectre de Fourier (a) en déplacement et (b) en accélération d'un séisme, illustrant les fréquences de coupure f_c et f_{max} .

A.2.2 Spectre de réponse élastique en accélération

Le spectre de réponse élastique (e.g. Menu, 1991) représente l'accélération maximale que subit un oscillateur simple sous sollicitation sismique, en fonction de différentes fréquences propres de l'oscillateur (Figure A.3). Il tire son intérêt du fait qu'en première approximation le comportement sismique de structures simples peut être assimilé à la réponse d'un oscillateur à un seul degré de liberté pour une fréquence propre et un taux d'amortissement critique donnés. En faisant l'hypothèse que la structure se comporte de manière élastique linéaire, la représentation en spectre de réponse vise à donner directement accès aux mouvements subis par le centre de gravité de la structure. Il faut noter qu'un système à un degré de liberté de période propre égale à zéro (fréquence propre infinie) est rigide et son accélération spectrale S_a est égale au *PGA*. Le spectre de réponse est un outil très utile pour l'ingénierie parasismique et semble être bien corrélé aux fortes valeurs d'intensité macrosismique.

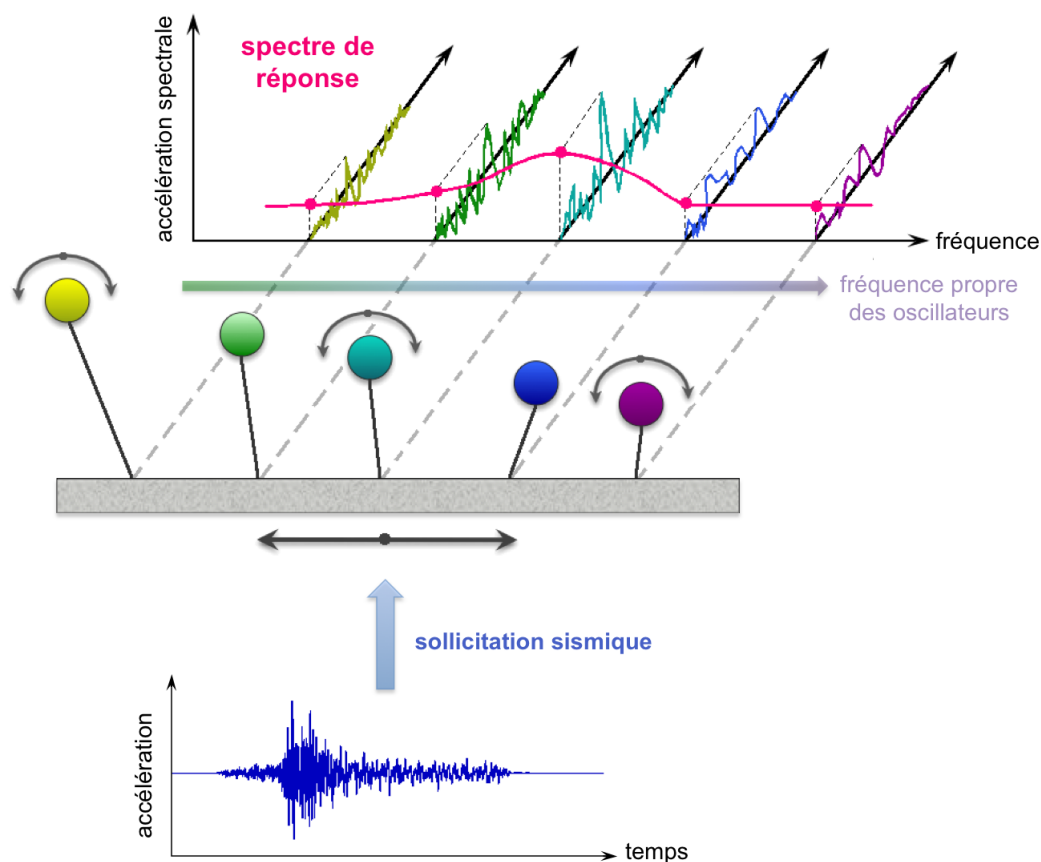


Figure A.3. *Spectre de réponse élastique en accélération d'oscillateurs simples à un seul degré de liberté soumis à un mouvement du sol incident (modifié à partir de [Kramer \(1996\)](#)). Pour un taux d'amortissement critique donné, la représentation graphique d'un spectre de réponse est construite point par point en faisant varier la fréquence propre d'un oscillateur à un degré de liberté et en reportant la valeur maximale de l'accélération en réponse à la sollicitation sismique.*

A.3 Paramètres de durée

L'accélérogramme d'un séisme contient en général l'enregistrement des accélérations depuis le début du séisme jusqu'à ce que le mouvement du sol retourne au niveau du bruit de fond. Cependant, beaucoup de processus physiques, tel que la dégradation de la rigidité de certaines structures, sont essentiellement sensibles à la portion de mouvement fort présent dans l'accélérogramme. La durée de mouvement fort ayant lieu durant un séisme est donc un paramètre important qui peut avoir une forte influence sur les dommages. Par exemple, des mouvements

du sol de courte durée peuvent ne pas produire de dommages à une structure, même si l'amplitude du mouvement est fort, tandis que des mouvements du sol avec des amplitudes modérées mais de longue durée peuvent produire des dommages importants.

A.3.1 Durée de mouvement fort (SMD)

Il existe différentes approches pour calculer la durée de mouvement fort (*SMD*, *Strong Motion Duration*). Nous retiendrons la définition de [Trifunac & Brady \(1975b\)](#), basée sur l'intervalle de temps entre lequel 5% et 95% de l'énergie totale du séisme a été enregistrée (Figure A.4).

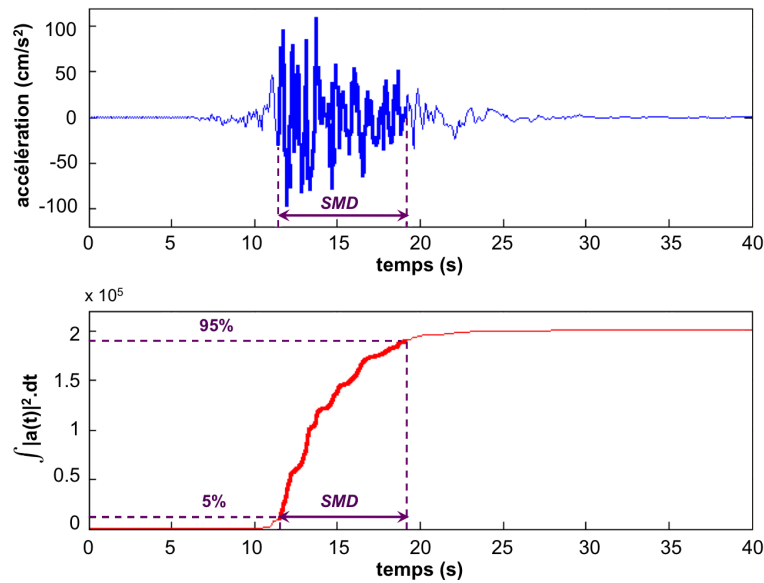


Figure A.4. Illustration de la définition de la durée de mouvement fort (*SMD*) selon [Trifunac & Brady \(1975b\)](#). La durée de mouvement fort correspond à l'intervalle de temps entre lequel 5% et 95% de l'énergie totale du séisme a été enregistrée. La portion de mouvement fort de l'accélérogramme est représentée en gras.

A.4 Paramètres d'énergie

A cause de la complexité des mouvements du sol générés par un séisme, l'identification d'un paramètre des mouvements du sol décrivant précisément toutes les caractéristiques des mouve-

ments du sol est impossible. Tandis que les paramètres que nous venons de décrire utilisent une seule de ces caractéristiques, les paramètres d'énergie ont quant à eux l'avantage de prendre en compte à la fois l'amplitude et la durée du signal sismique.

A.4.1 Intensité d'Arias (I_a)

L'intensité d'Arias I_a (Arias, 1970) est définie comme l'intégrale sur la durée du signal D de la valeur absolue de l'accélération au carré :

$$I_a = \frac{\pi}{2g} \int_{t_0}^{t_0+D} |a(t)|^2 . dt \quad (\text{A.1})$$

Ce paramètre a été introduit au début des années 1970 pour mesurer le potentiel destructeur en se basant sur l'énergie des mouvements du sol dissipée par une famille de structures de fréquences propres variables. L'intensité d'Arias n'a fait l'objet que de relativement peu d'études, alors que ce paramètre apparaît pourtant comme étant prometteur pour l'évaluation de l'intensité macrosismique (Bommer *et al.*, 1997 ; Winter *et al.*, 2007 ; Semmane *et al.*, 2007 ; Tselentis & Danciu, 2008).

A.4.2 Cumulative absolute velocity (CAV)

La *Cumulative Absolute Velocity* (CAV) est définie comme l'intégrale sur la durée du signal D de la valeur absolue de l'accélération (EPRI, 1991a, 1991b) :

$$CAV = \int_{t_0}^{t_0+D} |a(t)| . dt \quad (\text{A.2})$$

La Figure A.5 présente un exemple de série temporelle en accélération et les valeurs correspondantes de CAV qui évoluent avec le temps. Sur cette figure la CAV est simplement l'aire sous l'accélérogramme en absolu, la valeur du CAV augmente donc avec le temps jusqu'à atteindre sa valeur maximale au temps $t_0 + D$. La CAV semble être un paramètre bien corrélé au potentiel destructeur des mouvements du sol générés par un séisme et par conséquent à l'intensité macrosismique (*e.g.* Campbell & Bozorgnia, 2010), bien qu'il ne prenne pas en compte le contenu fréquentiel du signal.

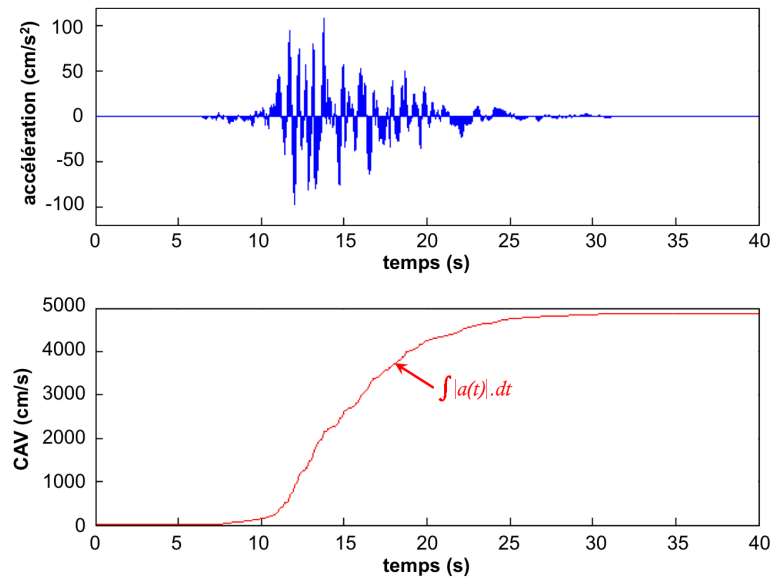


Figure A.5. Illustration de la définition du CAV montrant son évolution avec le temps. La CAV correspond à l'aire sous l'accélérogramme en absolu (en bleu), sa valeur augmente donc avec le temps jusqu'à atteindre sa valeur maximale (en rouge).

